الجيومورفولوچيا

علم أشكال سطح الأرض

مع التطبيق بأبحاث في جيومورفولوچيا العالم العربي



دكتور جوده حسنين جوده

دار المعرفة الجامعية

الجيومورفولوجيا

علم أشكال سطح الأرض

مع التطبيق بأبحاث في جيومورفولوجيا العالم العربي

الجيومورفولوچيا

علم أشكال سطح الأرض

مع التطبيق بأبحاث في جيومورفولوچيا العالم العربي

دكتور جوده حسنين جوده
أستاذ الجغرافيا الطبيعية
كلية الآداب - جامعة الإسكندرية

٢٠٠٣

دار المعرفة الجامعية

٤٠ شارع سوتير - الأزاريطة - تليفون : ٤٨٧٠١٦٣
٢٨٧ شارع قناة السويس - الشاطبي - ت: ٥٩٢٣١٤٦

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَٰنِ الرَّحِيمِ

﴿ وَأَلْقَىٰ فِي الأَرْضِ رَوَاسِيَ أَن تَمِيدَ بِكُمْ
وَأَنْهَارًا وَسُبُلاً لَّعَلَّكُمْ تَهْتَدُونَ ﴾

صدق الله العظيم

سورة النحل - الآية (١٥)

إهـــــداء

إلــى حفيدتي ســــارة ...

أنبتها الله نباتاً حسنا

مقدمة هذه الطبعة الجديدة

هي العاشرة تصويراً وطباعة، والثالثة مراجعة وإضافة أما المراجعة فقد شملت جميع فصول الكتاب فى ضوء ما استجد من أبحاث ودراسات بمختلف اللغات العربية والإنجليزية والألمانية والفرنسية، إضافة إلى أبحاث المؤلف وتلاميذه الذين حصلوا تحت إشرافه على درجتي الماچستير والدكتوراه فى موضوعات چيومورفولوچية شتى، وأقاليم متباينة، وصل عدد رسائلها حتى منتصف هذا العام ٢٠٠٢ إلى ١٠٤ رسالة ، تناولت بالبحث چيومورفولوچية أحواض وشبكات تصريف المجارى المائية، والأودية الجافة، والمنخفضات الصحراوية، والمناطق الجبلية، وأشكال التراكم الرملى، وبحيرات مصر الشمالية، والنطاقات الساحلية على البحر المتوسط والبحر الأحمر، وهوامش وادى النيل، كما درست موضوعات تخص المياه والتنمية الإقتصادية، ومشكلات التصحر .

واهتمت كل الرسائل بالجوانب التطبيقية النفعية، إضافة إلى النواحى العلمية الأكاديمية، وارتكزت جميعاً على مناهج وطرائق ووسائل بحث كمية حديثة. فبالإضافة إلى بعض الطرق التقليدية التى لا غنى عنها مثل الوصف التفسيرى، استخدمت الحاسب الآلى، والصور الجوية، والمرئيات الفضائية، وتقنيات الإستشعار من البعد، ونظم المعلومات الجغرافية، وتغطى هذه الرسائل التى أعدها بحاث مصريون وغير مصريين مناطق متعددة موزعة على أراضى مصر، والسودان، والصومال، وليبيا ، والجزائر ، وفلسطين ، والأردن ، ولبنان ، والكويت ، والمملكة العربية السعودية، وتتعدى وطننا العربى إلى إيران. ويجد القارئ أمثلة من تلك الرسائل فى نهاية الكتاب ابتداء من صفحة ٥٥٤ .

وأما الإضافة الجديدة إلى أصول موضوعات الچيومورفولوچيا التى تحتويها هذه الطبعة، فتتمثل فى الفصل التاسع الخاص بدراسة منحدرات سطح الأرض من حيث مناهج وطرق دراستها، وأشكالها، والعمليات المشكلة لها، و تطورها، وفى الفصل العاشر الذى يناقش مشكلات السهول والأسطح التحاتية، ويعرض نظرية ديڤيز، ويشرح أفكاراً جديدة تخص أصول النشأة والعوامل والعمليات المشكلة لها فى ضوء مفاهيم الچيومورفولوچيا المناخية، ويهتم بتكوين الأسطح التحاتية على ارتفاعات كبيرة، وعمليات هدم الأسطح التحاتية فى نطاق العروض الوسطى، وعمليات التسوية فى نطاق شيوع الإنسياب الأرضى، والأسطح التحاتية فى المناطق الجافة.

وتتضمن فصول الكتاب العشرة والأبحاث التطبيقية الخمسة إشارات إلى وسائل البحث الحديثة والمعاصرة المستخدمة فى دراسة موضوعات تلك الفصول والأبحاث الحديثة، تلك الوسائل التى عرضها المؤلف بالإشتراك مع الأستاذ الدكتور محمود عاشور وزملاء آخرين فى كتاب مكوّن من سبعة فصول عنوانه «وسائل التحليل الجيورفولوچى».

هذا وقد زوّد المؤلف هذه الطبعة بعدد كبير من الأشكال التوضيحية، بلغ عددها ١٨٠ شكلاً، معظمها مجسّم، وحرص على الإكثار من ذكر أمثلة معبرة عن مختلف الأشكال الأرضية فى وطننا العربى بخاصة، وعلى مستوى قارات العالم بعامة.

وإن المؤلف إذ يُقدِّمُ هذا الجهد العلمى لزملائه الأفاضل، وتلاميذه الأعزاء فى مصر وفى مختلف أقطار الوطن العربى، ليرجو لهم به النفع، والله ولىُّ التوفيق.

الإسكندرية فى يوليه ٢٠٠٢

أ.د. جودة حسنين جودة

مقدمة الطبعة الأولى

لقد تطور علم الجيومورفولوجيا ونما نمواً عظيماً خلال العقود الستة الأخيرة، وظهرت مؤلفات عديدة، وأبحاث لا تكاد تحصى تعالج مختلف نواحي هذا العلم، ورغم هذا فإن القليل من الأشكال الأرضية ما أمكن التعرف على أصولها على وجه الدقة والتأكيد. وإذا ما راجت إحدى النظريات وبدت مقنعة، فذلك لمجرد أنها نجحت فى تفسير عدد من الحقائق يفوق غيرها. وتظل جميعاً فى إطار «النظرية» لأن الغالب ما يبقى عدد من الحقائق دون تفسير.

ورغم أن هذا الكتاب يعرض لأصول الجيومورفولوجيا، ويضع الركائز الرئيسية مهيأة لمدارك الطالب الجامعى، فإنه يعنى عناية فائقة بعمق المعرفة، حتى يلم الطالب بمختلف جوانب دراسة الأشكال الأرضية، إضافة إلى أننى حرصت على إظهار طبيعة المشاكل التى تكتنفها، حتى لا يكون محتوى الكتاب مجرد سرد للظواهر، وحتى نستحث الطالب على إعمال فكره، وتدريب عقله على التحليل والتعليل، وإثارة اهتمامه بمعالجة مشكلة أو أخرى، فلربما يأتى بجديد.

ولما كانت الجيومورفولوجيا تعنى بدراسة عمليات التشكيل وبتطور الأشكال الأرضية، فإنها، كما سنرى، وثيقة الصلة بالعلوم الطبيعية. ولهذا فإن الجيومورفولوجى يحفل بعلوم الطبيعة والكيمياء، لفهم العمليات المشكلة، وبالجيولوجيا بعامة، وجيولوجية الزمن الرابع بخاصة، لكى يتمكن من تفسير معضلات تطور البيئة الطبيعية.

وقد حرصتُ على تأكيد التفاعل والتعاون بين مختلف العوامل والعمليات لإنشاء الأشكال الأرضية. فإننى أؤمن بأن الشكل الأرضى متعدد الأسباب. وقد يغلب تأثير عامل وعملية فى نطاق معلوم، لكننا لا نستطيع وصل شكل أرضى معين بنمط الصخر فى منطقة وحده، أو بالمناخ بمفرده، أو بالبنية أو التاريخ التحاتى أو غير ذلك على حده، وإنما ينبغى أخذ كل هذه العوامل والأسباب فى الحسبان، إذا ما أردنا الوصول إلى تقويم حقيقى متكامل للشكل الأرضى.

والجيومورفولوجيا هى «علم أشكال قشرة الأرض، والعوامل الطبيعية المنشئة لتلك الأشكال». وتتضمن الدراسة بمعناها الواسع جميع أشكال سطح الأرض كبيرها وصغيرها، كما تشمل دراسة مختلفة العوامل والعمليات الباطنية والظاهرية المنشئة والمشكلة لتلك الأشكال. وفى كتابنا «معالم سطح الأرض» فصلنا البحث فى الأشكال

الكبرى التى تدخل ضمن تضاريس المرتبتين الأولى (توزيع اليابس والماء) والثانية (الأشكال الكبرى على اليابس أو فوق القيعان المحيطية) والعمليات التكتونية: السريعة (زلازل وبراكين) والبطيئة (التواءات وانكسارات) المنشئة لها، ومهدنا لهذه الدراسات المستفيضة بعرض واف للمعادن والصخور، كما أفردنا فصلاً واحداً من ثمانية فصول للعمليات الظاهرية والأشكال الصغيرة الناجمة عنها.

أما هذا الكتاب بفصوله الثمانية فينفرد بفحص العوامل والعمليات الجيومورفولوجية المناخية، وما أنشأته وتنشئه من أشكال أرضية. كثير منها وليد عمليات الزمن الرابع. وقد عرضنا فى الفصل الأول لموضوع الجيومورفولوجيا وتطور الفكر الجيومورفولوجى، وقمنا برحلة طويلة من حيث المسافة والزمن، كى نلم بإسهامات العلماء من مختلف الأقطار على مدى الأعصر التاريخية الحضارية. وفى الفصل الثانى أظهرنا أهمية فعل الجو فى حالة السكون وتأثيره فى التفكك والتحلُّل الصخرى، وطبيعة حركة المواد فوق المنحدرات، وخصصنا الفصل الثالث لشرح أثر المياه الجارية فى تشكيل سطح الأرض. واحتوى الفصل الرابع على دراسة للجليد وتأثيراته، أما المناطق المحيطة بالجليد فقد عالجها الفصل الخامس، بينما درس الفصل السادس جيومورفولوجية الأراضى الجافة وشبه الجافة، وخصص الفصل السابع لبحث التعرية البحرية وجيومورفولوجية السواحل، واستأثر الفصل الثامن والأخير بدراسة الماء الباطنى وأثره فى تشكيل سطح الأرض.

هذا وقد زودت الكتاب بعدد كبير من الأشكال التوضيحية معظمها مجسم، كما وثقته بقائمة وافية من المراجع العربية وغير العربية.

وإننى إذ أقدم هذا الجهد لزملائى وتلاميذى، لأرجو لهم به النفع، والله ولى التوفيق.

جودة حسنين جودة

مقدمة الطبعة الثانية

حين صدر هذا الكتاب «الجيومورفولوجيا» لأول مرة فى عام ١٩٨٧، وجد قبولاً حسناً لدى القراء، حتى أن الطبعة الأولى منه قد نفذت فى أقل من عام واحد. وقد أعيد تصويره خمس مرات منذ ظهوره للمرة الأولى.

وقد رأى المؤلف أن يعيد النظر فى المحتوى العلمى للكتاب فى ضوء ما استجد من أبحاث ودراسات بمختلف اللغات الألمانية والإنجليزية والفرنسية، إضافة إلى أبحاث المؤلف وتلاميذه، الذين حصلوا تحت إشرافه على درجتى الماجستير والدكتوراه، فى موضوعات شتى، وأقاليم متباينة، وصل عددها إلى ٧٨ رسالة، تناولت جيومورفولوجية أحواض وشبكات تصريف المجارى المائية، والوديان الجافة، والمنخفضات الصحراوية، والكثبان الرملية، والمنحدرات، كما تناولت موضوعات تطبيقية تخص المياه والتنمية، ومشكلات التصحر ...

وتغطى هذه الأبحاث والرسائل مناطق متعددة فى أراضى مصر، والسودان، والصومال، وليبيا، والجزائر، والأردن، ولبنان، والعراق، والمملكة العربية السعودية،والكويت ،وتتعدى عالمنا العربى إلى إيران. ويجد القارئ ثبتاً بأمثلة من تلك الرسائل فى نهاية المراجع العربية.

ولما كان كتابنا « معالم سطح الأرض » يفصل البحث فى الأشكال الكبرى التى تدخل ضمن تضاريس المرتبتين الأولى والثانية، وموجزاً للأشكال الصغيرة، فإن كتابنا هذا ينفرد بفحص العوامل والعمليات الجيومورفولوجية المناخية، وما أنشأته وتنشئه من أشكال أرضية، هى فى الغالب مواليد الزمن الرابع. وقد عرضنا لذلك فى ثمانية فصول تتضمن أصول وقواعد الجيومورفولوجيا المناخية، وأضفنا لهذه الطبعة أربعة أبحاث تطبيقية، واحد منها يخص العمليات الجيومورفولوجية المناخية فى الأراضى الجافة وشبه الجافة، والثانى يهتم بدراسة منخفض صحراوى كمثال للبحث العلمى فى جيومورفولوجية المنخفضات الصحراوية، والثالث يعرض للمدرجات أو المصاطب النهرية من حيث طريقة الدراسة، وكيفية النشأة، والتأريخ من خلالها لفترات عصر البلايوستوسين، والرابع يناقش كيفية تمييز الأرصفة البحرية التى نشأت عن التغير فى مناسيب مياه البحر العالمى أثناء الزمن الرابع. أما البحث الخامس، فيعرض طرق بحث بتروجرافية للدراسة الجيومورفولوجية، سبق أن طورها الباحث،أثناء دراسته فى

سويسرا، وتستخدم فى فحص الرواسب وتحليلها ميكانيكياً وكيميائياً ومعدنياً ومورفوميترياً.

وقد حرص المؤلف على تزويد الكتاب بعدد كبير من الأشكال والخرائط والصور التوضيحية، وعلى الإكثار من ذكر الأمثلة المعبرة عن مختلفة الظواهر والأشكال الأرضية فى عالمنا العربى بخاصة، وعلى مستوى قارات العالم بعامة.

وإننى إذ أقدم هذا الجهد العلمى لزملائى الأفاضل، وتلاميذى الأعزاء فى مختلف أقطار العرب، لأرجو لهم به النفع، والله ولى التوفيق.

الإسكندرية ١٩٩٦

أ.د. جودة حسنين جودة

القسم الأول

قواعد الجيومورفولوجيا العامة

الفصل الأول: موضوع الجيومورفولوجيا وتطور الفكر الجيومورفولوجي

الفصل الثاني: التجوية وتحرك المواد فوق المنحدرات

الفصل الثالث: الأنهار وأثرها في تشكيل سطح الأرض

الفصل الرابع: الجليد: أشكاله وخصائصه وتأثيراته الجيومورفولوجية

الفصل الخامس: جيومورفولوجية الأراضي المحيطة بالجليد

الفصل السادس: جيومورفولوجية الأراضي الجافة وشبه الجافة

الفصل السابع: التعرية البحرية وجيومورفولوجية السواحل

الفصل الثامن: الماء الباطني وأثره في تشكيل سطح الأرض (مورفولوجية الكارست)

الفصل التاسع: المنحدرات: أشكالها والعمليات المشكلة لها وتطورها.

الفصل العاشر: السهول والأسطح التحاتية.

الفصـــل الأول

موضوع الجيومورفولوجيا
وتطور الفكر الجيومورفولوجي

موضوع الجيومورفولوجيا وأهميته للجغرافيا
وعلاقته بالعلوم الأخرى

كثر الحديث فى موضوع ومفهوم علم الجيومورفولوجيا، وتقدم البحاث بعدد من التعريفات التى يكمل بعضها بعضاً، حتى أصبح بالإمكان القول بأن موضوع العلم أصبح واضحاً جلياً. فالجيومورفولوجيا عند ألبريشت بنك A. Penck هى العلم الذى «يدرس أشكال سطح الأرض من حيث النشأة والمظهر». ويتفق هذا التعريف إلى حد كبير مع تعاريف أخرى لبحاث كبار من المتكلمين بالألمانية. فيعرف هيتنر Hettner علم الجيومورفولوجيا بأنه «علم دراسة أشكال سطح الأرض»، وفيليبسون Philipson بأنه «دراسة سطح قشرة الأرض الصلبة»، وبسارجى Passarge بأنه «دراسة شكل سطح الأرض»، وزولش Soelch بأنه «علم أشكال الأرض» باعتباره «علم دراسة تضاريس الأرض من حيث مظهرها الحالى وماضيها ومستقبلها»، وماخاتشيك Machatschek بأنه «العلم الذى يدرس العوامل المشكلة لسطح الأرض وما ينشأ عنها من أشكال أرضية». أما ديفز Davis فيعرف الجيومورفولوجيا بأنه علم «الوصف التفسيرى للأشكال الأرضية». ولعل هذه التعريفات جميعاً نابعة من تعريف شامل للعالم ريشتهوفين V. Richthofen مؤداه أنها «العلم الذى يحاول التعرف على الأشكال الأرضية: تمييزها، ووصفها، وتوزيعها، ثم تجميعها فى أقاليم أرضية».

ويمكننا صياغة تعريف شامل جامع موجز للجيومورفولوجيا مؤداه أنها: «علم أشكال قشرة الأرض، والعوامل الطبيعية المنشئة لتلك الأشكال». وبالتالى فنحن نجنب فعل الإنسان وتأثيره فى تشكيل وتعديل مظهر الأشكال الأرضية. وإذا ما أردنا تعبيراً أكثر ايجازاً، ويفى أيضاً بتوضيح موضوع الجيومورفولوجيا، فإننا نقترح أيضاً العبارة التالية:

الجيومورفولوجيا هى علم «تشكيل وأشكال سطح الأرض». وإذا ما أخذنا بهذا التعريف، فإن الجيومورفولوجيا لا تكون مجرد فرع، أى فرع، من فروع الجغرافيا، وإنما تكون الفرع الأساسى لعلم الجغرافيا.

ذلك أن جميع الأحداث والظواهر الأخرى على سطح الأرض تتصل اتصالاً مباشراً، وتنبنى أساساً على أشكال هذا السطح التى تظهرها وتكشف عن خباياها وأصولها الأبحاث الجيومورفولوجية. فبالرغم من أن الغلاف الجوى له قوانينه الكوكبية الخاصة

به، فإنَّ عناصره وظواهره المناخية من حرارة ورياح وتساقط ... تتصل اتصالاً وثيقاً، وتتأثر تأثراً عظيماً بالظواهر الجيومورفولوجية. بل يكون للدول ذات الأحجام الكافية بما تتميز به من تضاريس معلومة، مناخها الخاص بها، مثلما يتأثر النشوء والنمو والتطور النباتي والحيواني الطبيعي بالانعزال الجزرى. ويتكيف التكوين النباتي والحيواني بالمتاح من أشكال سطح الأرض، مثلما يحدث تماماً لتوزع الجماعات البشرية عرقاً، وشعباً، وأمة، ودولة. ومن ثم تتحدد الصلة القوية والرباط المتين بين الظواهر المناخية والبيولوجية من جهة، والأشكال الجيومورفولوجية لسطح الأرض من جهة أخرى. بل إن معرفة الأصل التكويني لمختلف الأشكال الأرضية مثل أنماط السهول والهضاب ذات البناء المتباين، والنمو والتطور المتنوع، لتسهم إسهاماً مؤثراً وفعالاً في استجلاء وتفسير تلك الظواهر البيولوجية.

ولقد اتضح لرجال الجغرافيا في أواخر القرن الماضي ما للجيومورفولوجيا من أهمية خاصة، باعتبارها الأساس والقاعدة التي تعتمد وترتكز عليها الجغرافيا الوصفية التفسيرية، فوضعوها في مركز القلب للأبحاث والدراسات الجغرافية، وقال عنها ألبرشت بنك سنة ١٨٩٤ أنها: «المكون الرئيسي للجغرافيا الحقيقية». ولا شك أن الأيام قد أثبتت منذ ذلك الحين، ومع توالي الدراسة والبحث: صدق مقولة ألبرشت بنك، فهي قد استحقت عن جدارة مكانتها المرموقة بين أفرع الجغرافيا الحديثة. ذلك أنها في الحقيقة جوهر الجغرافيا وروحها. وهي تكون أساس الجغرافيا الوصفية التفسيرية. وكما ينتمي الأساس لبناء المنزل، فإن الجيومورفولوجيا تنتمي لبناء علم الجغرافيا. وهذا ما لم نعد بحاجة لتأكيده.

ومادامت الجيومورفولوجيا هي أساس الجغرافيا الوصفية التفسيرية، فإنها بطبيعة الحال لا ترتكز على القاعدة الجغرافية وحدها. فهناك أربعة علوم أرضية أخرى، علوم مجاورة، ذات صلة وثيقة بالجيومورفولوجيا، تعنى بدراسة الشكل العام للأرض، وبحالتها، وبنائها، ومادة بنائها. وأول هذه العلوم الجيوديسيا Geodesy، وهي علم قياس الأرض، الذي يعنى بتحديد مواقع وارتفاعات نقط معلومة على سطح الأرض مع الأخذ في الحسبان أثناء إجراء عمليات القياس الشكل الحقيقي للكرة الأرضية. والعلم الثاني هو الجيوفيزيقيا أو علم الطبيعة الأرضية Geophysics الذي يكشف للجيومورفولوجي خبايا القوى التي تسكن باطن الأرض، لكنها تؤثر في تشكيل سطح الأرض كالزلازل والبراكين، كما أنها تيسر للجيومورفولوجي فهم مجمل العمليات التكتونية، وتكوين تصور نظرى لها. أما الصلة الوثيقة والرباط المتين بين

الجيومورفولوجيا والجيولوجيا Geology فلا مراء فيه. ويتضح مدى الرباط المتين بينهما حينما نقول: إن على الجيومورفولوجى أن يدرس منطقة البحث جيولوجياً وعلى أعلى مستوى، إذا لم يجد أمامه دراسة جيولوجية أخرى سابقة لها. ولهذا توصف الجيومورفولوجيا فى بعض الأحيان على أنها همزة الوصل بين الجغرافيا والجيولوجيا، أو أنها تمثل نطاق الحدود بينهما، وإن كان هذا القول لا يصدق على محتوى العلمين، وبالتالى فهو يجافى الصواب. ومع هذا يمكن القول أن أجزاء من الجيومورفولوجيا يمكن اعتبارها معابر بين العلمين. ويبقى العلم الرابع ذو الصلة الوثيقة بالجيومورفولوجيا، وهو علم البتروجرافيا Petrography، أو علم الصخور، الذى يقوم بدراسة بناء قشرة الأرض السطحية، التى ينظم الجيولوجى فيما بعد أعمارها ووحداتها الزمنية، وهنا يبدو التعاشق التام بين الجيومورفولوجيا وبين البتروجرافيا، كما هى الحال بينها وبين الجيولوجيا. فعن طريق الدراسات البتروجرافية يتعرف الجيومورفولوجى على خصائص مواد البناء التى توازى فى أهميتها نظام البنية لأشكال سطح الأرض.

ويظهر مما سبق الارتباط الوثيق بين الجيومورفولوجيا وعلوم أخرى مجاورة. وإن الذى لا يغترف من معارف تلك العلوم بالقدر الكافى، لا يمكنه التعمق فى دراسة هذا العلم، ولا يمكنه التمكن من حقل البحث الجيومورفولوجى الصحيح. لكننا ينبغى أن نؤكد الصلة العضوية بين الجيومورفولوجيا والجغرافيا. ويجب أن لا نمل التأكيد على تأصيل جذور الجيومورفولوجيا فى الحقل الجغرافى، رغم صلاتها بالجيولوجيا. وحينما نضع الدراسة الجيومورفولوجية فى إطار البيئة الجغرافية العامة، التى هى بالنسبة لها الأساس والمرتكز، فإن الطريق يصبح سهلاً لتفهم الرباط المتين بين الجيومورفولوجيا والمناخ والجغرافيا النباتية، إضافة إلى علم الخرائط (الكارتوجرافيا) الذى يمثل الأساس لأية دراسة جغرافية دقيقة.

من هذا العرض الموجز لمفهوم الجيومورفولوجيا وصلاتها بالجغرافيا وبالعلوم الأخرى المجاورة، يتضح لنا أنها ليست مجرد علم أو دراسة تمهيدية، وإنما هى جزء مكمل ومتمم للجغرافيا. ولا يمكن الحديث عن البناء العلمى الجغرافى إلا إذا بدأنا بأساسه الجيومورفولوجى.

تطور الفكر الجيومورفولوجي

إن النظرة التاريخية لأى علم، مفيدة للغاية. ففى إظهار الأفكار والحقائق التى توصل إليها علماء أفاضل، خصوصاً ما بقى منها صالحاً على الزمن، مازال يفرخ ويثمر، إكبار لهم، وإكرام لذكراهم، وتشجيع لتلامذة هذا العلم على بذل الجهد، ومواصلة العطاء كى يستمر التطور والنمو.

الفكر الجيومورفولوجي في العصور القديمة

تبلور علم الجغرافيا وكان له كيان علمى معلوم فى العهد الإغريقى، لكن الجيومورفولوجيا لم تكن عضواً فيه ولا جزءً مكملاً له، وإنما كان الاهتمام منصباً على بعض الحقائق. والمشاكل الجيومورفولوجية والجيولوجية الحركية التى تأخذ بالألباب. وكان الانتقال من الوصف المبنى على أساس دقيق من المشاهدة إلى محاولة الاستقراء والتفسير سريعاً للغاية. ومن بين تلك الحقائق والظواهر الكبرى المؤثرة، والتى كانت تحفز إلى التأمل فى طبيعتها ومحاولة التعرف على كنهها وأصل نشأتها ما يلى:

الزلازل:

كان أرسطو (٣٨٤ – ٣٢٢ ق. م) يرى فى أصل نشأتها الاضطرابات التى تحدثها أحوال الطقس فى جوف الأرض، وأن مناطق توزيعها تنحصر فى النطاقات الساحلية التى تزخر بالكهوف والمغارات. كما سجل آراء لمن سبقوه فى أسباب حدوث الزلازل، منها رأى أناكسيمينيس Anaximenes الذى قال بأن السبب هو انهيار الأرض بسبب التجفيف أو الهبوط. ورأى أناكساجوراس Anaxagoras، ومؤداه أن حدوث الزلازل مرتبط بانبثاق الهواء والنار والماء من الكهوف والثقوب التى تصل بين جوف الأرض وسطحها. وقد أورد استرابو (٥٤ ق.م – ٢٥ م) قائمة بالزلازل فى نهاية أحد مؤلفاته. أما إبيكور Epikur فقد سرد عديداً من التفسيرات لحدوث الزلازل، معظمها ضرب من الخيال، ولم يقطع بصحة تفسير منها.

البراكين:

كتب إمبيدوكليس Empedokles، حوالى عام ٤٩٠ ق. م، بأن ظواهر البراكين والينابيع الحارة، إنما تصدر فى نواة الأرض المكونة من مواد نارية سائلة، والتى سبق لمعاصره فيثاغورس Pythagoras بتسميتها بالنار المركزية، وعلل لها فيتروف Vitruv بالتسخين الكيميائى.

وقد كتب عدد من شعراء الإغريق والرومان قصائد وملاحم فى وصف بركان إتنا Etna، من بينهم الشاعر اليونانى بيندر Pindar (٥٢٢ – ٤٣٨ ق.م) الذى وصف ثوران عام ٤٧٨ ق.م، وكذلك فعل ليوسيليوس Lucilius. وكان لكبير الشعراء الرومان فيرجل Vergil (٧٠ – ١٩ ق.م) نظرية لظاهرة البركنة عرضها فى ملحمته الشعرية التى تحمل اسم «إتنا» عنواناً لها.

وفى عهد استرابو (٥٤ ق. م – ٢٥ م) صار التعرف على الجبال البركانية مألوفاً، وأصبح أصل نشأتها من الانبثاق البركانى معروفاً. بل إن بعض الكتاب فى ذلك العهد مثل بلينيوس Plinius حقق تكوين جزر عن طريق الطفح وتراكم المصهورات البركانية. أما سينيكا Seneca (٤ ق.م – ٦٥ م) فقد خصص كتابه السادس لدراسة البراكين، فأتقن وصفها، وشرح مختلف الأفكار فى أصل نشأتها، وتفسير ثوراناتها، وما أنشأتها من جبال بركانية مثل جبل إتنا وفيزوف. ويعتبر كل من فيلو جوديوس Philo Judaeus وأوفيد Ovid (شاعر رومانى عاش فيما بين ٤٣ ق. م – ١٧م) من بين من أسهموا فى شرح الظواهر البركانية، ووصف تراكم المواد البركانية فى أشكال مخروطية.

التغيرات الساحلية:

كانت تمثل مشكلة كثر وصفها ومناقشتها لدى الكتاب الإغريق والرومان، وهذا طبيعى بالنسبة لسكان دولتين تطلان على البحر المتوسط. فالشاعر المؤرخ الرومانى أوفيد ovidيذكر فى كتابه «المسخ» هبوط مدينتين ساحليتين هما هيلايس Helice وبوريس Buris وأورد استرابو قائمة بأسماء محلات عمرانية شاطئية تعرضت للهبوط. وذكر كل من أفلاطون Plato (٤٢٨ – ٣٤٧ ق.م) وثيوبومب Theopomp أسطورة هبوط واغراق جزيرة أطلانتيس Atlantis. وذكر أوريجينز Origines فى كتابه الفلسفة أن الفيلسوف اليونانى زينوفانيس Xenophanes (حوالى عام ٦١٤ ق.م) شاهد متحجرات لأسماك وكلاب بحر فى محاجر بالقرب من سيراكوزا فى شرق صقلية، كما لاحظ وجود متحجرات أخرى لأوراق شجر الغار فى جزيرة بأروس (من مجموعة جزر كيكلاديس Kyklades اليونانية)، ومتحجرات أخرى بحرية الأصل فى صخور جزيرة مالطة.

وحسبما يذكر استرابو أن المؤرخ زانثوس Xanthus قد بنى نظريته القائلة بتقلص البحار وتراجع مياهها وانحسارها عن اليابس، على أساس ما شاهده من متحجرات بحرية الأصل، ومن وجود بحيرات مالحة فى آسيا الصغرى. وقد توصل إلى نفس فكرة تغير منسوب البحار التى أصبحت فيما بعد حقيقة من الحقائق المهمة التى تلعب دوراً رئيسياً فى المعرفة الجيولوجية والجيومورفولوجية كل من هيرودوت Herodotus (٤٨٥ – ٤٢٥ ق.م) الذى زار مصر وعثر فى تلالها وهضابها على قواقع بحرية، فاستنتج أنها كانت مغمورة بمياه البحر، ثم انحسرت عنها، وأصبحت أرضاً يابسة. وكذلك إراتوستينيس Eratosthenes الجغرافى الفلكى اليونانى (٢٧٦ – ١٩٤ ق.م) الذى عثر

أيضاً على قواقع بحرية وقشور ملحية فيما حول السويس، وكذلك فى صحراء مصر الغربية ابتداء من ساحلها الشمالى حتى واحة سيوة (واحة آمون).

ولقد فسر فيلوجيودیس Philo Judaeus انفصال جزيرة صقلية عن شبه جزيرة ايطاليا بأسلوب جيومورفولوجى صرف، حين أرجع السبب إلى فعل الأمواج. ووصف بلينيوس Plinius (٢٣ ق.م – ٧٩ م) عالم التاريخ الطبيعى الرومانى تعاقب طغيان المياه على بحر وادين Wadden عبر جزر فريزيان وانحساره عنها (شمال هولندا)، وفى ذلك معرفة بما سمى فيما بعد بظاهرة المد والجزر.

وقد اعتقد سينيكا Seneca (٤ ق.م – ٦٥ م) الكاتب الرومانى فى تكرار الطغيان البحرى على اليابس وانحساره عنه على فترات وفى دورات. وذكر أكثر من مؤلف يونانى وعلى رأسهم أرسطو (٣٨٤ – ٣٦٢ ق.م) وايراتوسثينس، وهيبارخوس Hipparchus (القرن الثانى قبل الميلاد) العالم الفلكى اليونانى، ظاهرة الارتفاع والهبوط التى تصيب قشرة الأرض اليابسة والقيعان البحرية، لكنهم فسروا حدوثها بصراع الرياح فى جوف الأرض. وتمكن كيورتيوس ريوفيوس Curtus Rufus فى مؤلفه «تاريخ الإسكندر الإغريقى» من اكتشاف قوة النحت بواسطة الأمواج.

السهول الفيضية والدالات:

موضوع نشأة السهول الفيضية والدالات من بين الموضوعات التى طرقها القدماء، وشغلت أذهان الجغرافيين الاغريق على الخصوص، بوصفها وكيفية نشأتها، وتوصلوا فى هذا وذاك إلى نتائج طيبة فى بعض الأحيان. فقد وصف هيكاتايوس Hekataios مصر بأنها «هبة النيل». وقد اقتبس هيرودوت منه هذا التعبير. واستخدمه بذكاء وفطنة، مشيراً إلى أن أرض النيل وخصوبتها من صنع ذلك النهر، وأن مياهه حيثما سارت وفاضت، أرسبت ذلك الطمى الرصاصى اللون، الذى يرفع أرض مصر، بزيادة سمكه، عاماً بعد عام. كما أشار إلى الاختلاف الواضح بين هذا الطين المسود الداكن اللون من جهة، وبين الرمال المحمرة التى تغطى الصحراء «الليبية» (صحراء مصر الغربية) وأراضى الصحراء السورية وصحراء الجزيرة العربية الصخرية والرملية. ومن العجيب أن يجرى مقارنة بين الأراضى التى كونها النيل، وبين أحد خليجى البحر الأحمر، وهو الخليج «العربى»، ويتصور امكانية ردمه وتحويله أرضاً يابسة بواسطة «النيل» فى مدة تتراوح بين ١٠٠٠٠ – ٢٢٠٠٠ سنة.

وقد أخذ أرسطو كثيراً من آراء وأفكار هيرودوت، واعتقد أن بحر آزوف آخذ فى

الامتلاء السريع بالرواسب التى تجلبها المجارى المائية. واعتقد بوليبيوس Polybius المؤرخ اليونانى الذى عاش بين عامى ٢٠٠ – ١١٨ ق.م، أن البحر الأسود ذاته يردم تدريجياً بالرواسب التى يجلبها ويلقيها فيه نهر الدانوب، لكنه لم يحدد الزمن الذى يمكن أن يتم فيه الإطماء.

والواقع أن مثل هذه الآراء العبقرية التى ثبت الكثير منها بالدراسات الحديثة، لم يقتصر استنتاجها وتطبيقها على مصر ونيلها، بل شمل كذلك معظم حوض البحر المتوسط وحوض البحر الأسود، وامتد تطبيقها على حوض نهر السند وحوض نهر الجانج، حين ذكر ميجاسثينيس Megasthenes الجغرافى المؤرخ اليونانى أن أراضى السند وسهول بنغال من صنع النهرين. وكان استرابو يهوى ملاحظة التغيرات التى تحدث فى المناطق الساحلية، ويعللها دائماً بالرواسب التى تجلبها المجارى المائية. ولعله أول من أشار أيضاً إلى ظاهرة الثنيات أو المنعطفات النهرية.

الأنهار والأودية النهرية:

وقد حظيت الأنهار ونشأتها، والأودية وتكوينها باهتمام الجغرافيين والمؤرخين القدماء. ورغم أفكارهم القيمة بشأن قدرة مياه الأنهار على نقل الرواسب وإلقائها فى البحار والخلجان، وردمها وتكوين السهول الفيضية والدالات، فإنهم مكثوا طويلاً فى الظلام يتلمسون أصل نشأة الأنهار، ويذكرون أسباباً كثيرة منها ما هو بعيد عن الصواب. من ذلك ما اعتقده الجغرافيون الايونيون من أن الأنهار كلها على اتصال جوفى بالبحار. ورأى أفلاطون أن جوف الأرض، مثلما يزخر بالمواد النارية السائلة، والمجارى الطينية والهواء ، فإنه يحوى الكثير من المياه التى نفذت من سطح الأرض إلى باطنها، وكونت جداول ومجارى، ما تلبث أن تنبثق إلى السطح مرة أخرى، فى هيئة ينابيع وأنهار وبحيرات.

ويعرض أرسطو فكرة مشابهة لتكوين الأنهار، فمياه الأمطار تغور فى الصخور الجيرية، وتتجمع مع مياه الهواء الموجود فى باطن الأرض، والذى يتكثف ويتحول إلى ماء بسبب البرودة، فى كهوف ومغاور، ومنها تنبثق فى عيون وينابيع على سطح الأرض. والواقع أن ما كان يشاهده علماء الاغريق والرومان من ظواهر كارستية فى بلادهم المطيرة المؤلفة من صخور جيرية، كان يقودهم إلى نتائج فى أصل نشأة الأنهار تبتعد نوعاً عن الحقيقة. كأن يرون الجريان السطحى عقب سقوط الأمطار لمسافات قصيرة نوعاً، ثم تغور المياه فجأة، وهى الظاهرة التى ندعوها الآن بالأنهار العمياء، ثم

يشاهدون المياه وقد انبثقت من خلال الصخور، مكونة للينابيع التى تستقى منها الأنهار.

وفى أصل نشأة النيل يقول بلينيوس Plinius، إنه بعد أن يجرى باطنياً مسافة طويلة، تنبثق مياهه على السطح، ويرى نور العالم فى مصر. ويرى سينيكا Seneca أن مخزن المياه الجوفى يتغذى بتكثيف الهواء الباطنى. إضافة إلى ما يرد إليه باطنياً من مياه البحر، كما اعتقد أن كل مياه الينابيع هى فى الأصل مياه أمطار تسربت إلى داخل الأرض.

ولقد جذبت ظواهر تكوين الأودية النهرية وأشكالها انتباه الجغرافيين القدامى، خصوصاً منها الأودية الجبلية، فى منطقة البحر المتوسط وغيرها، لكنهم لم يتمكنوا من الوصول إلى تفسير صحيح لها. ولقد ذكر وصف وتفسير للأودية الجبلية العرضية فى الجزء الثالث من كتاب يو – كونج Yu - Kung فى الوصف الجغرافى لأقدم الامبراطوريات الصينية، الذى ألفه يو Yu وزير الامبراطور ياو Yau. وأشار هيرودوت إلى وادى إسكر Isker الخانقى الذى يخترق منطقة هاموس وجبال البلقان (شرقى صوفيا ونابعاً من هضبة رودوب ليصب فى الدانوب)، وكذلك خانق بينايوس Peneios الذى ينتهى فى وادى تيمبى Tempe (الذى يخترق الجبال وينتهى فى خليج سالونيكا شمال غرب بحر إيجة).

الفكر الجيومورفولوجي في العصور الوسطى

عند الأوربيين:

على الرغم من هذه البدايات الواعدة فى تطور علم الجيومورفولوجيا عند القدامى، فإن بناء صرح هذا العلم قد استمر بعد ذلك فيما يزيد على ألف سنة. وما من شك فى أن جذوره تتواجد فيما تركه الأقدمون من حصيلة علمية قيمة، لا فيما تركه بحاث العصور الوسطى التى امتدت حتى القرن الخامس عشر، تلك العصور التى أظلمت علمياً، وتوقف أثناءها البحث فى العلوم الطبيعية أو كاد. ومع أن الأقدمين قد اتبعوا مناهج ووسائط بحث قيمة، كالدراسة المقارنة والبحث عن السبب ومعرفة الأصل والعلة، مستندين على حصيلة الملاحظة الدقيقة والمشاهدة المدققة، فإننا لا نجد فيما تركوه من تراث علمى أية محاولة واضحة للكشف عن البناء الجيولوجى، وعن فكرة التطور. ومن الممكن أن ندخل القوى التى اقترحوها لأصل نشأة الأشكال الأرضية ضمن نظرية الطفرة Catastrophism أى التغير المفاجئ لتضاريس سطح الأرض.

ومع ذلك فإننا لا ينبغى أن نقلل من قدر دراسة جغرافية البلدان التى قام بها كل من هيكاتيوس Hekataeus، وهيرودوت، وبيثياس Pytheas (القرن الرابع قبل الميلاد – جغرافى وملاح وعالم فلك يونانى ارتاد شواطئ أوروبا الأطلسية) وبولايبيوس Poly-bius (مؤرخ وجغرافى يونانى عاش فيما بين ٢٠٠ – ١١٨ ق.م)، واسترابو. لكن كانت تنقص هؤلاء جميعاً الخريطة الجغرافية، التى تصلح للدراسات الجيومورفولوجية.

ويمكن القول بأن المعرفة الجيومورفولوجية الحقيقية عند هؤلاء الأقدمين، تتواجد على الخصوص فى المحيط العام الذى يضم المعارف الطبيعية، فى مثل أسفار أرسطو، وعلى وجه التحديد كتابه «المتيورولوجيا»، وفى مؤلف استرابو «الجغرافيا»، وفى الكتاب الثانى من مؤلف بلينيوس «التاريخ الطبيعى»، وفى كتاب «المسائل الطبيعية» للعالم سنيكا. وكل هذه المؤلفات تعتبر «دوائر معارف» للجغرافيا الطبيعية عند هؤلاء العلماء القدامى.

وقد اقتصرت الجغرافيا الطبيعية فى العصور الوسطى على الاقتباس من معارف الأقدمين وأفكارهم، إضافة إلى الاعتماد على ما جاء فى الانجيل من معرفة طبيعية، كانت تعتبر كاملة صادقة لا تقبل الجدل. ولهذا فإن فكرة التطور لم تكن مقبولة، بل لم يكن يسمح باعلانها فضلاً عن اعتناقها والأخذ بها فى الدراسات الجغرافية الطبيعية.

وفى العصور الوسطى ساد الاعتقاد بالاختلاف فى مناسيب البحار، وإن كان البعض قد نادى ولو نظرياً بخطئه مثل ألبرت الكبير Albertus Magnus (١٢٠٠ – ١٢٨٠م) الفيلسوف اللاهوتى الألمانى. وحظيت فكرة اتصال الأنهار الجوفية بالأنهار السطحية بالانتشار، كما أضحت فكرة اعتبار «مياه الجنة» منبعاً لكل الأنهار مقبولة. لكن عادت المعتقدات القديمة الخاصة بتغذية البحار والمحيطات للأنهار بالمياه، إلى الظهور والشيوع بالتدريج مرة أخرى، إضافة إلى إحياء الأفكار الأخرى الخاصة بالمجارى الباطنية، وإلى ما ذكره ألبرت الكبير من تبخر مياه البحار، وسقوط الأمطار، ونفاذ المياه إلى جوف الأرض، وتجمعها فى مخازن جوفية كبيرة، وظهورها على السطح فى عيون وينابيع.

ودون خوض فى ذكر تفاصيل معارف الجغرافيا الطبيعية فى العصور الوسطى فى أوربا يمكننا اختيار مؤلفين يمثلان تلك العهود المظلمة الطويلة. الأول اسودورس هيسبالينسيس Isidorus Hispalensis وهو مجرد جامع للمعلومات الطبيعية، خصص سبعة أجزاء من مؤلفاته العشرين لذكر المعارف الشائعة والخاصة بالهيدروجرافيا،

واليابس، والجزر، والجبال، والبراكين، والزلازل. أما الثانى فهو ألبرت الكبير الذى يعد باحثاً أعمل الفكر فى تفسير الظواهر والأشكال الأرضية، وإن تشابهت تفسيراته فى معرفة أصل النشأة مع تفسيرات الأقدمين، فالجبال المنفردة من خلق الزلازل. والجبال عنده على أنواع منها الصخرى الصلد، ومنها المكون من التوفا، ومنها الحصوى التركيب المحتوى على أصداف وقواقع مما يدل على بنائه البحرى. وهنا يعتقد البرت الكبير بوجود دورة للغلاف المائى حول الكرة الأرضية، سببها حركة النجوم فى السماء، وهى الأصل فى تشكيل سطح الأرض. فالجبال والوديان انعكاس لتبادل تكوين البحار وزوالها. ولعل فى هذا ايحاء بعمليات الهبوط والارتفاع فى قشرة الأرض.

عند العرب والمسلمين:

ترجم العرب التراث الاغريقى القديم، واستوعبوا كل ما جاء فيه، وأضافوا إليه، وشرحوا بعض التطبيقات والأمثلة العملية. واشتهر من بين البحاث فى الجغرافيا الطبيعية: المسعودى وإخوان الصفا فى القرن الرابع الهجرى (العاشر الميلادى)، والكرخى والبيرونى وابن سينا فى القرن الخامس الهجرى (الحادى عشر الميلادى). وقد تضمنت المعلومات التى ذكرها هؤلاء العلماء الكثير من الأفكار الخاصة بأشكال سطح الأرض، والتغيرات التى تحدث بالسواحل نتيجة للتبادل بين اليابس والماء، والجبال التى تنشأ عن الحركات الباطنية التى تسبب الزلازل والبراكين وتدفق المياه الباطنية وانبثاقها فى هيئة عيون وينابيع.

فقد نقل المسعودى المؤرخ والجغرافى العربى المتوفى سنة ٩٥٦ م (صاحب مروج الذهب ومعادن الجوهر) عن كتاب المنطق لأرسطو فكرة التَّغُيّر والتبادل بين اليابس والماء، فلا البحر يبقى بحراً دائماً، ولا اليابس يدوم يابساً، وذلك لصب الأنهار فيها، وانقطاعها عنها. وطبق هذا الرأى على بلاد العراق مبيناً أثر نهرى الدجلة والفرات، وما يجلبانه من كميات ضخمة من الرواسب، فى ظهور أراضى جديدة. كما أوضح تغير مواضع الأنهار وأثر هذا التغير فى اختلاف مواقع العمران، وذلك حينما ذكر انتقال مجرى نهر دجلة من موضع لآخر شرقى بغداد، وأشار إلى تعمير أمكنة وخراب أمكنة أخرى بسبب هذا الانتقال.

وقد كتب إخوان الصفا (القرن الرابع الهجرى أى العاشر الميلادى) رسائل مشهورة فى مختلف ألوان المعرفة، واحتوت تلك الرسائل الكثير من أفكار الاغريق والرومان، ومن بينها أيضاً التبادل بين اليابس والماء. فالبحر يصير يابساً بما يرد إليه من رواسب

تحملها إليه الأنهار، فتتراكم على قاعه، وبمرور الزمن يعلو هذا القاع مكوناً جبالاً وتلالاً، وبذلك ترتفع المياه فى البحر وتعلو، وتطغى على اليابس الذى يصير بحراً.

ويظهر فى القرن الخامس الهجرى (الحادى عشر الميلادى) محمد بن الحاسب الكرخى، الذى ألف كتاباً اسمه «أنماط المياه الخفيفة» وفيه يشرح كيفية استخراج المياه الجوفية. وفى مقدمة كتابه وصف للأرض، ويذكر فيه أن بها حركات دائمة، يترتب عليها انهيار الجبال، وتفتيت موادها، ونقل تلك المواد بواسطة المجارى المائية، وارسابها فى أماكن أخرى، حيث تجتمع، فتتحرك الأرض طلباً للمساواة والتعادل، فتتغير لذلك عروض البلاد، ويكون ذلك سبباً فى انتقال البحار، وظهور عيون، واختفاء عيون أخرى، ويكون ذلك كله بالتدريج. وفى هذا الحديث أفكار واضحة عن دورة التضاريس والتوازن الأرضى.

ويعالج أبو حيان البيرونى الصلة بين اليابس والماء بأمثلة واضحة، حينما يذكر أن شمال الجزيرة العربية كان جزء من البحر، وأدلته على ذلك واضحة تتمثل فيما ذكره من العثور على مستحجرات (حفريات) بحرية عند حفر الآبار (أصداف وودع). أو حينما يؤكد أن سهول الهند كانت بحراً قديماً ملأته الرواسب الضخمة التى تأتى بها الأنهار، بل إنه وصف التصنيف الارسابى لتلك الأنهار حسب أحجام الرواسب فى مجاريها العليا والوسطى والدنيا.

أما أبو على الحسين بن سينا فقد كان عالماً طبيعياً كما كان حاذقاً فى الفلسفة والطب. ولا يكاد يخلو كتاب جيومورفولوجى من ذكر ابن سينا ضمن الرواد الأول الذين وضعوا لبنات فى صرح هذا العلم وقد عالج ابن سينا ظواهر جيومورفولوجية متعددة، منها كيفية تكوين الجبال: فقال أن بعضها ينشأ عن عمليات باطنية رافعة كتلك التى تصاحب الزلازل، وهذه تحدث دفعة واحدة، وبعضها الآخر ينشأ نتيجة لفعل المياه الجارية والرياح، وهذه تحتاج إلى وقت طويل لتشكيلها، مما يدل على أن هذا الرجل كان واعياً بمبدأ التطور المتدرج البطىء للأشكال الأرضية التى تنجم عن فعل عمليات التعرية.

وقد أدرك ابن سينا فكرة التتابع الصخرى فى هيئة طبقات متفاوتة الأعمار، وأشار إلى الوقت اللازم لتحول الرواسب المفككة اللينة إلى صخر صلب، كما استخدم هو والبيرونى الحفريات البحرية للدلالة على التغير والتبادل بين اليابس والماء.

الفكر الجيومورفولوجي

من القرن الخامس عشر حتى القرن الثامن عشر

قدم الاغريق والرومان أفكاراً طيبة فى مجال المعرفة الجيومورفولوجية اقتبسها العرب المسلمون وأضافوا إليها، كما أسلفنا، وحفظوها ليترجمها الغرب إبان عصر النهضة، ويبنى عليها الجديد ابتداء من القرن الخامس عشر، لتكون نبراساً يهتدى بها علماء القرن الثامن عشر. وقد كان للتقدم الذى حدث للعلوم الأخرى أثره البين فى تطور علم الجيومورفولوجيا أثناء تلك الحقبة الطويلة التى امتدت زهاء ثلاثة قرون.

فقد تطورت علوم الرياضة والعلوم الطبيعية فى هدى مناهج الملاحظة والتجريب، والحساب والقياس بالمعدات والآلات، والنظر إلى الظواهر بالمنظار الموضوعى. كل ذلك كون الأسس الحقيقية التى قامت عليها المعرفة الصحيحة للأشكال الأرضية والقواعد الحقة التى مكنت علم الجيومورفولوجيا من النمو والتطور.

ولعل أهم ما تمخضت عنه تلك الحقبة فى سلسلة مراحل بناء ونمو هذا العلم ما يلى:

١- إنشاء الخريطة الجغرافية الدقيقة.

٢- دراسة بناء الأرض.

ولإنشاء الخريطة الدقيقة كان لابد من ابتداع وتطوير وتحسين أدوات القياس، وقد استمر ذلك، وحدث على مراحل ابتداء من القرن الخامس عشر حتى نهاية القرن الثامن عشر، حين أمكن الوصول بتلك الوسائل إلى رسم خرائط دقيقة، تكون أساساً للبحث الجيومورفولوجى، وكانت البداية قامة يعقوب Jakob-Staff فى سنة ١٤٧٠، ثم ابتداع التيليسكوب سنة ١٦٠٠، وقد استخدمه بيكارد Picard فى سنة ١٦٦٨ فى تعيين دوائر العرض، وصنع الورنية بواسطة الفرنسى Vernier سنة ١٦٣١، فاختراع آلة السدس بواسطة هادلى Hadley سنة ١٧٣١. وأمكن بوسائل مختلفة تعيين خطوط الطول ابتداء من سنة ١٦٦٦، إلا أن الدقة لم تصل منتهاها إلا فى سنة ١٨٠٠. وفيما بين النقاط الفلكية المعينة أمكن للعالم سنيليوس Senellius تقرير شبكة التثليث.

وفى نفس الوقت خطت عمليات قياس الارتفاع خطوات حثيثة نحو الدقة باكتشاف أدوات قياس الضغط (البارومينر بواسطة توريشيللى Torricelli سنة ١٦٤٣) والحرارة (الترمومتر بواسطة جاليليو Galilio سنة ١٥٩٧). وفى سنة ١٦٤٨ تمكن الفرنسى بيريير Perier من فوق جبل بيى دى دوم Puy de Dome (وارتفاعه ١٤٦٥ متر) فى فرنسا، أن يثبت انخفاض الضغط الجوى بالارتفاع عن سطح البحر، وفى عام ١٦٥٨

أخرج العالم الرياضى الفرنسى باسكال Pascal دراسة دقيقة مفصلة عن الضغط الجوى. ووضع مواطنه دى لوك De Lucs فى سنة ١٧٧٢ الصيغ البارومترية اللازمة لأحوال المناخ، وابتداء من عام ١٧٠٠ أمكن أيضاً قياس الارتفاع المثلثى.

وقد منحت هذه القياسات للخريطة هيكلاً صحيحاً. لكن تطلب استعمالها لعرض المعلومات الجيومورفولوجية وقتاً طويلاً. فقد كان إظهار التضاريس عليها بشكل رسومات يستحيل أن تكون معبرة، إلى أن تمكن دوكارلا – بونيفاس Ducarla - Bonifas من ابتداع خطوط الارتفاعات المتساوية سنة ١٧٩١، واستطاع ليمان Lehmann سنة ١٧٩٩ من ابتكار الترقين، وأمكن استخدام هذه الخطوط وذلك الترقين فى عرض الأشكال الأرضية كالجبال والوديان على الخريطة. وبذلك أصبح وصف وشرح الظاهرات الجيومورفولوجية ومقارنتها بنظائرها فى جهات قصية عن بعضها ممكناً.

وكان لابد من معرفة بناء قشرة الأرض حتى يمكن الإلمام بأصول نشأة الأشكال الأرضية، وقد قامت هذه المعرفة بالتدريج على أكتاف الجيولوجيين الحديثيين. فقد تمكن ليونارد دافنشى Leonardo Da Vinci وكولونا Colenna (فيما بين عامى ١٥٦٧ – ١٦٥٠) من اكتشاف أهمية الحفريات فى معرفة تاريخ الأرض، وتعرف أووين Owin سنة ١٥٧٠ اتساع توزيع الصخور والطبقات الصخرية بنظام معلوم، وكان نيكولاوس ستينو Nikolaus Steno (١٦٣٨ – ١٦٨٧) أول من صنف بناء الجبال، فقسمها إلى جبال بللورية، وأخرى كلاستية، وثالثة تحوى صخورها حفريات. واستطاع كل من ليمان Johann Gottlob Lehmann، وليبنيتز Leibniz إنشاء أول قطاع جيولوجى سنة ١٦٦٩، وإظهار أهمية التوضع الطبقى فى تقرير العمر والتتابع الزمنى، وأنشأ مارتين ليستر Martin Lister سنة ١٦٨٤ أول خريطة جيولوجية (لشمال انجلترا)، وأعلن بيفو Buffon الفرنسى أول تقدير علمى لعمر الأرض مقداره ٧٤٨٠٠ سنة وكان ذلك سنة ١٧٧٨.

المدارس الجيومورفولوجية في القرن الثامن عشر
وأثرها في إثراء المعرفة وتطور الفكر الجيومورفولوجي

وقد كان للمدارس الجيولوجية المتعارضة أثرها البين فى توسيع المعرفة الجيولوجية، ومن ثم إثراء الأفكار الخاصة ببناء الأرض، وتركيب الأشكال الأرضية، فانتفعت الجيومورفولوجيا وأفادت كثيراً من ارتباطها بالتقدم والنمو الذى حدث فى حقل الجيولوجيا.

وأولى تلك المدارس كانت تعرف بمدرسة **نبتون** Neptune، وكان يتزعمها الألمانى ابراهام فيرنر Abraham Gottlob Werner (١٧٥٠ - ١٨١٧) الذى يعد مؤسس الجيولوجيا الحديثة. وكانت تؤمن بالنشأة الكيميائية للصخور الأولية، فهى عند تلك المدرسة إرسابات من محاليل مائية (ومن ثم نبتون إله البحر والماء عند الإغريق القدامى)، ومن الجبال القديمة نشأت الجبال الطباقية الصخر، ويلحق الجبال تغير وتحول بعد ذلك، يترتب عليهما تقرير نظام الصخور، وفى أثناء ذلك تسنح الفرص لاحتواء الحفريات بين طيات الصخور. وإذا كانت هذه المدرسة قد جانبها الصواب فى معرفة نشأة الصخور الأولية، فإن الفضل يرجع إلى زعيمها فيرنر فى إظهار أهمية تأثير نوع الصخر الذى يؤلف بنية منطقة ما على أشكال وتضاريس سطحها.

وكانت المدرسة الثانية تعرف باسم **بلوتو** Pluto، وكان يتزعمها الاسكتلندى جيمس هاطون James Hutton (١٧٢٦ - ١٧٩٧) وليوبولد فون بوخ Leopold Von Buch (١٧٧٤ - ١٨٥٣) فى ألمانيا وقد هاجمت هذه المدرسة آراء مدرسة نبتون فيما يختص بنشأة الصخور الأولية، وقالت بنشأتها فى أعماق الأرض (**بلوتو**: إله باطن الأرض عند الاغريق القدامى). وإلى هذه المدرسة يرجع الفضل فى إرساء المبادئ الصحيحة لدراسة الصخور النارية والمتحولة، كما ابتدعت **نظرية الرفع** لتفسير بناء الجبال، والواقع أن جيمس هاطون كان أول من أدخل التجريب سنة ١٧٩١ فى الدراسة الجيولوجية. وكان إنماد وتطوير منهج الدراسات الاستراتيجرافية سنة ١٧٩٦ على يد **وليم سميث** William Smith (١٧٦٩ - ١٨٣٩) آخر حلقة فى سلسلة هذا التطور الجيولوجى المبكر، وبواسطة اتباع هذا المنهج أمكن إجراء المقارنة والموازاة بين الطبقات المتشابهة والحفريات المتماثلة فى جهات متباعدة عن بعضها.

وبظهور نظرية الفجائية أو الطفرة Catastrophism على يد كوفيير Covier (١٧٦٢ - ١٨٣٩) كان من الممكن أن يتوقف الفكر، وتنتهى كل المشاكل بالحل الفجائى، فجميع أشكال سطح الأرض ترجع فى نشأتها إلى عمليات فجائية أحدثت وتحدث التغيرات الرئيسية فى سطح الأرض بسرعة مفاجئة. لكن ظهرت أفكار أخرى معاصرة تؤمن بالتطور تبلورت فى مبادئ بقيت على الزمن لثبوت صحتها. وتنسب تلك الأفكار لعدد من العلماء المتعاصرين أهمهم جيمس هاطون (١٧٢٦ - ١٧٩٧) فى بريطانيا، وفون هوف K.A. Von Hof (١٧٧١ - ١٨٣٧) فى ألمانيا، ثم جون بلايفير John Playfair (١٧٤٨ - ١٨١٩)، وتشارلز ليل (١٧٩٧ - ١٨٧٥) اللذان شرحا أفكار

جيمس هاطون وفسراها من بعده، وبالتالى حفظاها من الضياع، ثم تشارلز داروين Charles Darwin.

وتنسب لجيمس هاطون عبارة مشهورة كان لها أثرها البين فى تطور الدراسات المورفولوجية هى: «أن الحاضر هو مفتاح لدراسة الماضى» "The Present is the Key to the Past"، ذلك أن تفسير التغيرات السالفة التى انتابت سطح الأرض يأتى عن طريق التعرف على العمليات الدائبة فى تشكيله فى وقتنا الحاضر. وقد كتب جيمس هاطون فى مؤلفه الذى صدر سنة ١٧٩٥ بعنوان «نظرية الأرض» "The Theory of the Earth" أن الجبال قد تكونت نتيجة لحفر الوديان، وأن الأودية يتم حفرها بواسطة النحت باحتكاك المواد الصلبة الآتية من الجبال.

وتنسب أيضاً لفون هوف Von Hoff عبارة بنفس المعنى السالف الذكر لهاطون هى: إن تطور سطح الأرض يمكن تفسيره عن طريق القوى المؤثرة فيه حالياً.

"Die Entwicklung der Erde sei aus den heute wirkenden Kraeften zu erklaeren".

وقد تأسس على هذه الأفكار **مبدأ التطور التدريجي المنتظم البطيء** Uniformitarianism، ذلك أن كل التغيرات التى تحدث فى وجه الأرض قد تمت، وتتم بطريقة تدريجية، استغرقت وتستغرق أزماناً طويلة. وقد تلقف بلايفير آراء هاطون وعرضها وفسرها وأضاف إليها فى كتابه الذى نشره عام ١٨٠٢ بعنوان: «ايضاحات لنظرية الأرض لهاطون» "Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth" وقد عرف وحدد وبسط آراء هاطون الخاصة بمبدأ التطور التدريجى البطيىء للأشكال الأرضية.

أما تشارلز ليل فكان أشد المتحمسين لفكرة التطور المنتظم التدريجى البطيئ، وأصبحت المفهوم الرئيسى الذى جعله محور دراساته فى مؤلفه أصول الجيولوجيا Principles of geology (١٨٣٠ – ١٨٣٢) والذى اعتبره «محاولة لتفسير التغيرات السالفة لسطح الأرض بالرجوع إلى الأسباب (القوى) الدائبة العمل فى وقتنا الحاضر».

وكان لنظرية تشارلز داروين (١٨٠٩ – ١٨٨٢) الخاصة بالوراثة Theory of Heredity أثرها فى إرساء قواعد التتابع والتطور التدريجى.

وقد أطلقت هذه الأفكار العنان للبحث العلمى الجيومورفولوجى، فأخذ بالتقدم حثيثا. ومع بعض التحفظات المعلومة، يمكن القول بأهمية مبدأ الاستمرارية، إلى جوار التطور التدريجى البطيئ. ورغم هذا فإن مبدأ الطفرة، على هوانه، لا يمكن انكاره تماماً.

الفكر الجيوورفولوجي في القرن التاسع عشر
والقرن العشرين

اعتمدت دراسة تشكيل الأرض فى مراحلها الاعدادية المذكورة اعتماداً كلياً على جميع العلوم الأرضية. ولم تستطع فى ارتقائها سلم التطور والنمو، أن تتقدم خطوة بذاتها المستقلة، وكانت دائماً تتغذى على موائد العلوم الأخرى. لكنها مع الزمن بدأت تخصب، نتيجة لازدياد ونمو المعرفة، واكتشاف مناهج وأساليب بحث نافعة فى مختلف علوم الأرض، أفادت منها لإقامة بنائها.

الإسهام الألماني

وفى النصف الثانى من القرن الثامن عشر ومطلع القرن التاسع عشر، بدأ البناء الأصولى للجيومورفولوجيا فى التبلور والظهور، وذلك بسبب ارتباطها الوثيق حينئذ بالجيولوجيا، التى كانت آخذة فى النمو السريع على أيدى مشايعى مختلف المدارس الجيولوجية، التى كان النقاش العلمى المثمر محتدماً بينها. ومع ذلك فقد ظلت الجيومورفولوجيا جزء من أشكال سطح الأرض، يجد له موضعاً فى مؤلفات وكتب تعليم الجيوجنوسيا Geognosy (الاسم القديم للجيولوجيا)، مثل كتاب رويس Fr. Reuss فى علم المعادن والمنشور سنة ١٨٠٥ فى ليبتزيج وعلم المعادن Minerology مثل كتاب ريشتر K.F. Richter (١٨١٢) وكون K.A. Kuehn (١٨٣٣) المنشورين فى فرايبورج فى الجيوجنوسيا (الجيولوجيا). فكانت الجيومورفولوجيا مجرد فرع مساعد للجيولوجيا التى تفتقر إلى النظرة العامة الشاملة للأرض.

وكان جوته Gothe أول من استخدم كلمة «مورفولوجيا» Morphologie وأدخلها فى العلوم الطبيعية فى سنة ١٨٠٧. أما تعبير «مورفولوجية سطح الأرض» فقد استخدمه لأول مرة كارل جوستاف كاروس Carl Gustav Carus سنة ١٨٤١. وقد خصص كارل فريدريش نومان Karl Friedrich Naumann «لمورفولوجية سطح الأرض» فصلاً دسماً فى كتابه فى «الجيوجنوسيا» الذى صدر فيما بين عامى ١٨٥٠ – ١٨٥٤ فى ليبتزيج. وقد درس فى نحو مائة صفحة الموضوعات الآتية:

أولاً: مورفولوجية الأراضي اليابسة:

١ – المميزات العامة للكتل القارية، والتشابه العام فى شكل أسطح الكتل القارية، ثم تصنيف القارات.

٢- أشكال التضاريس القارية: ومهد لدراستها بمفاهيم عامة عن الارتفاعات، والأحجام، والقطاعات، والأرض العالية والمنخفضة، والجهات الجبلية والهضبية، والانحدارات. وخصص بعد ذلك دراسة للجبال، فعرفها ثم قسمها إلى جبال كتلية وأخرى تمتد فى سلاسل متصلة، وحدد انحداراتها واتجاهاتها وقممها وأعاليها وأسافلها، كما درس الهضاب والتلال والمنخفضات، وأفرد دراسة لأشكال جبلية خاصة كالجبال البركانية، والجبال المنفردة، كما بحث فى الأودية، ومنحدراتها ومدرجاتها، وقيعانها، وبداياتها، ونهاياتها، وسهولها الفيضية.

ثانياً: الأشكال التضاريسية للقيعان البحرية:

وهنا درس الأعماق المحيطية، والقيعان المحيطية وسهولها العظمى، والقيعان البحرية بجوار السواحل، وخصائص الشطوط البحرية، والحيوان المرجانى.

ثالثاً: نشأة القارات والجبال:

وهنا عرض لكيفيةنشأة اليابس بعامة، والسلاسل الجبلية بخاصة، ثم تطور بناء الجبال، ونسب ذلك كله لحركات باطنية.

من هنا نرى أن الطريق أصبح ممهداً للدراسات الجيومورفولوجية المستقلة، فبعدما كانت دراسة الأشكال الأرضية تأتى بصورة عارضة، أصبح يخصص لها ما يشابه الكتب المراجع. ومع هذا لاينبغى أن نخلط بين هذه الدراسات الوصفية وبين الدراسات المورفولوجية والمورفومترية التى ظهرت فيما بعد والتى جعلت من الجيومورفولوجيا علماً تفسيرياً وصفياً، وبالتالى منحته حياة جديدة.

ولقد دفع كل من فون هامبولت A.V. Humbolt وكارل ريتر Karl Ritter دماء جديدة فى شرايين علم الجغرافيا بعامة، والقسم الطبيعى منها بخاصة. فاهتمت الدراسة على أيديهما بتحديد الظواهر: وضعها ووصفها من حيث الشكل والعدد اقليمياً، واعتبر الوصف الدقيق، وتحديد الشكل، والتوزيع الاقليمى أبرز سمات تلك المرحلة فى تطور العلم، ويمكننا اعتبار «محاولة تقدير متوسط ارتفاع القارات» للعالم فون هامبولت (مقالة منشورة فى حولية الطبيعة والكيمياء رقم ٥٧ سنة ١٨٤٢)، و «دراسات فى الوضع الجغرافى والامتداد الأفقى لأجزاء الأرض» (مقالة منشورة سنة ١٨٣٢)، وما جاء بالمقالتين من دراسات مفصلة للسواحل، وتحديد مفاهيمها، وتصنيفها، وتطورها، تمهيداً علمياً للاتجاه المورفوجرافى والمورفومترى فى علم الجيومورفولوجيا.

وقد استمر عطاء كارل ريتر فى ارساء قواعد الجغرافيا الطبيعية ودراسة أشكال سطح الأرض فى محاضراته المنشورة فى برلين سنة ١٨٦٢ تحت اسم «الجغرافيا

العامة» Allgemeine Erdkunde واعتبرها من بعده العالم أوسكار بيشيل O. Peschel أسساً للجغرافيا الطبيعية الحديثة. وقد أدخل كارل ريتر مفاهيم جديدة لتصنيف التضاريس، ومنها تضاريس المرتبة الأولى، وتضاريس المرتبة الثانية و Erste Klasse Zweite Klasse، واعتبر الجبال نظماً، وفصل بين سلاسل الجبال، والجبال الكتلية، والجبال الانفرادية، وتابع توزيعها وامتداداتها، وبحث فى قممها وممراتها، وكيفية نشوئها، كما فسر تكوين المنخفضات العظيمة كمنخفض بحر قزوين والبحر الميت. واستطاع عن طريق تأليف وتجميع الأراضى المرتفعة والمنخفضة والمدرجة، أن يبرز التضاريس الكبرى لأجزاء الأرض بالبعدين الأفقى والرأسى.

وقد سار على منواله ومضيفاً للجديد كل من كوريستكا K. Koristka في كتابه المطبوع فى جوتا سنة ١٨٥٥، وعنوانه «دراسات فى وسائل واستخدام الأعمال الهيبسوميترية» الذى تمكن من دراسة وتصنيف وتقويم مختلف الأراضى جبلية وهضبية وسهلية بطرائق بحث رياضية. وكذلك فعل فون سونكلار Von Sonklar، وضمنه كتابه المنشور فى فيينا سنة ١٨٧٣والذى يحمل عنوان «الأوروجرافيا العامة، علم دراسة أشكال تضاريس سطح الأرض». وقد وجد هذا الاتجاه نهايته ووصل إلى أوجه فى الفصل الخاص بالدراسة المورفوجرافية – المورفوميترية فى كتاب ألبريشت بنك الذى صدر فى جزءين سنة ١٨٩٤ بعنوان: «مورفولوجية سطح الأرض» Morphologie der Erdoberflache.

ومع الوصول إلى التفسير الموفق لعدد كبير من المشاكل التى تتصل بأشكال سطح الأرض، أصبح الوقت مناسباً لمحاولات بناء صرح جديد أصولى لعلم الجيومورفولوجيا. وقد كان لأوسكار بيشيل Oskar Peschel الفضل فى افتتاح عهد جديد للجغرافيا، بل إنها ولدت للمرة الثانية عن طريق الدراسات التى تضمنها كتابه المنشور سنة ١٨٦٩ بعنوان «مسائل جديدة للجغرافيا المقارنة كمحاولة لمورفولوجية سطح الأرض»، والذى فيه تمكن بيشيل من تدعيم وضع خاص مستقل للجيومورفولوجيا التى كانت حتى ذلك الحين فرعاً مساعداً تابعاً للجيولوجيا. وقد أثر ظهور كتاب بيشيل بما احتواه من موضوعات جيومورفولوجية تأثيراً كبيراً، وحفز الأذهان على البحث عن نشأة الظواهر بايراد مختلف الأمثلة وتناولها بالوصف والتفسير والمقارنة. وتضمن الكتاب دراسات تحليلية عن الفيوردات وكيفية نشأتها، والجزر وتكوينها، والتناظر الجغرافى، ورفع الجبال على هوامش اليابس، وارتفاع وهبوط السواحل، وزحزحات أجزاء الأرض منذ عصور الزمن الثالث، وتكوين الوديان والصحارى.

وفى كتاب له عن جبال الألب تم نشره فى ليبتزيج سنة ١٨٧٨، شرح بيشيل رأيه

فى كثرة وجود البحيرات بجبال الألب وغيرها من الجبال الغنية بالبحيرات، بأنها لم تعط الوقت الكافى لكى تملأ البحيرات بالرواسب، وتحولها إلى أرض مستوية منبسطة جافة. وقال أنه بذلك يستنتج «أن جبال الألب قد عانت من عمليات رفع لاحقة، اتضحت فيها أكثر من غيرها من الجبال، لأنها ماتزال شابة Jugend .. وفى المناطق المدارية تكون دورة الحياة أسرع بكثير. فالنضج المبكر يعقبه التآكل المبكر ... ويستتبع ذلك بالنسبة للهند إشارة عامة واضحة عن الأمطار الموسمية الغزيرة وآثارها القوية» وعلى الرغم من أن عبارة بيشيل قد لا تقف صامدة أمام النقد الذى يمكن أن يوجه إليها بناء على المعلومات الحديثة المتوفرة، فإن أهميتها تبقى فى تاريخ الفكر الجيومورفولوجى الألمانى، ذلك أنه لأول مرة تذكر أفكار عن عمر كتلة أرضية ودورة حياتها: شبابها Jugend، ونضجها Reife، بل دورات الحياة المتباينة لسطح الأرض فى مختلف النطاقات المناخية.

ونذكر من المؤسسين الكبار لعلم الجيومورفولوجيا فى منطقة المتحدثين باللغة الألمانية كلاً من: فون ريشتهوفين F. Von Richthofen وسوبان A. Supan، وألبريشت بنك A. Penck. وقد اجتمع فى شخصية فرديناند فون ريشتهوفن حماس وعبقرية العلميين فى عصره، إضافة إلى عقليته الذكية الخلاقة، وقد أعانه هذا وذاك على بناء هيكل نظامى أصولى متكامل للجيومورفولوجيا بعامة، وللدراسة والبحث الجيومورفولوجى لأقاليم ووحدات سياسية بخاصة. وهو الذى طوع العمل الحقلى الجيولوجى للعمل الحقلى الجيومورفولوجى.

وقد بدأ **ريشتهوفين** حياته العلمية جيولوجيا، وتمرس بالدراسة والبحث الجيولوجى بمشاركته فى دراسة جبال الألب وفى تفسير بنائها. وهو كجغرافى قام برحلات طويلة المدى فى الشرق الأقصى والصين، أتت بنتائج علمية جغرافية مبهرة. وكانت لرحلاته الاخرى إلى جزر إندونيسيا (خصوصاً جاوه) الحارة الرطبة، وإلى الغرب الأمريكى الجاف، حيث تمكن من الوقوف على أفكار الجيولوجيين والجيومورفولوجيين الأمريكان في المكتب وفى الحقل، أهمية خاصة لمقارنة مكتشفاته وآرائه وتدعيمها. لكن أفكار ه الأساسية فى البحث الجيومورفولوجى والتى بقيت على الدهر، نبعت من دراساته فى الصين.

وأولى أفكاره المهمة تخص كيفية نشوء الأرصفة البحرية المرتفعة فى سواحل جنوبى الصين، والتى عزا نشأتها وتشكيلها لفعل الأمواج والتعرية البحرية. وقد شرح العامل والعملية، ووصف مميزات الأرصفة وخصائصها، والشواهد والأدلة بدرجة من الوضوح والدقة، جعلت معاصريه وتلاميذه يقتنعون بها، ويطبقون أفكاره على مناطق

أخرى، ودخلت أفكاره بذلك فى مجال التعرية البحرية، وبقيت على الزمن معمولاً بها حتى وقتنا الحاضر.

وقد ألهمته أراضى تكوينات اللوس فى شمال الصين أفكاره العبقرية فى الأهمية الجيومورفولوجية لتأثير الرياح. فهو القائل أن اللوس «نتاج تأثير التعرية وتذرية الرياح فى الصحارى، سواء كانت تلك الصحارى حارة أو باردة، صخرية أو رملية أو صلصالية، صغيرة المساحة أو كبيرتها، وسواء كانت قاحلة خالية من النباتات، أو يسودها نوع من الاستبس الجافة، أو النبات الفقير الذى لا يستطيع حماية الأرض من تأثير الرياح. ويتم تراكم نتاج التعرية والتذرية بواسطة الرياح من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة، لهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن (بالنسبة للصين من صحارى منغوليا) تراكمت بفعل الرياح السائدة فى منطقة (شمال الصين) حيث توافرت، وما تزال تتوافر، فيها ظروف تساعد على إرسابه، وهذه تتلخص فى مناخ رطب ووجود حشائش تلتقط ذراته».

وريشتهوفين هو أول من وصف طريقة تجميع اللوس فقال: «إن تراكمه فى سمك كبير (كما فى شمال الصين حيث يصل السمك ٥٠٠ متر وأكثر) لا يحدث إلا حيث توجد حشائش من نوع الاستبس تلتقطه وتحميه من إعادة التذرية والحمل بواسطة الرياح. وتعمل جذور الحشائش وسيقانها بعد فنائها على إعطاء التكوينات خاصيتها المشهورة التى تتمثل فى نسيجها الشعرى». والواقع أن الرجل قد أرسى قواعد التعرية الهوائية كعامل وعملية إضافة إلى نتائجها فى تشكيل سطح الأرض: نحتاً ونقلاً وارساباً. وكانت أفكاره أساساً لمؤلف فالتر J. Walther «قانون تشكيل الصحراء» Das Gesetz der Wuestenbildung (١٩٠١ و ١٩٢٤).

وأهم مؤلفات ريشتهوفين الجيومورفولوجية العامة هو كتاب «مرشد للرحالة البحاثة Fuerer fuer Forschungsreisende» الذى نشر سنة ١٨٨٦ وأعيد طبعه سنة ١٩٠١. وهو يوصف بأنه أول كتاب مرجع للجيومورفولوجيا الحديثة. ويعالج الكتاب فى فصول أولى تمهيدية: التجهيز للرحلة، وأساليب الدراسة والبحث والقياس والرسم، وكلها تصلح وتفيد الدارس فى الحقل سواء كان جيولوجيا أو جيومورفولوجيا، ثم يتناول الدراسة الجيومورفولوجية للصخور، والبراكين، والجبال، ويفرد فصلاً خاصاً، وهو الثالث، لدراسة عوامل التجوية وتأثيرها فى الصخور وتكوين التربة، والماء الجوفى والينابيع، ثم النحت والنقل والارساب بواسطة الماء الجارى والجليد المتحرك، والرياح، إضافة إلى التعرية البحرية، والارساب البحيرى. وعالج القسم الرابع والأخير فى كتاب ريشتهوفين

الأشكال الكبرى لسطح الأرض وصلاتها ببناء الجبال. وقد وضع الكتاب أهمية كبرى على العامل والعملية، أما دراسة الأشكال الأرضية ذاتها فلم تحظ بذات الاهتمام.

وقبل ريشتهوفين بعدد قليل من السنين لخص اسكندر سوبان سنة ١٨٨٤ موقف الفكر والمعرفة الجيومورفولوجية حتى عصره تلخيصاً وافياً ممتازاً، وذلك فى كتابه «أسس الجغرافيا الطبيعية» Grundzuegen der Physischen Geographie الذى أعيد طبعه، ولقى إقبالاً طيباً فى سنة ١٩١٦. وينتمى لنفس الفترة الكتاب الفرنسى القيم «أشكال سطح الأرض» Les Formes du terrain لمؤلفين همـا: دى لانوى De la Noés ودى مارجارى E. De Margaries، وقد حوى هذا الكتاب العديد من الخرائط التوضيحية، ولم تخل الكتب الجيولوجية فى تلك المرحلة من فصل جيومورفولوجى أو أكثر يعالج الأشكال الأرضية كبيرها وصغيرها، مثال ذلك كتاب «تاريخ الأرض» Erd-geschichte للجيولوجى نوى مايرس M. Neumayrs الذى نشر سنة ١٨٨٦.

وفى عام ١٨٩٤ أصدر ألبريشت بنك Albrecht Penck سفرا من جزءين بعنوان «مورفولوجية سطح الأرض» Morphologie der Erdoberflaeche وكان حينذاك المرجع الأوحد للدراسة الجيومورفولوجية الأصولية المتكاملة فى اللغة الألمانية. ورغم أن كثيراً من التفاصيل التى وردت به لم تعد صحيحة، كما تقادم العهد بمنهج الدراسة به، فإنه، مثل كتاب ريشتهوفين السالف الذكر «مرشد للرحالة البحاثة»، ذو قيمة باقية معترف بها. فقد ظهرت فيه عبقرية الباحث المتعدد المواهب، وحوى الكتاب الأفكار الأساسية الآتية:

١- تاريخ الفكر الجيومورفولوجى: نظرات نقدية واعية لكل ما كتب فى ميدان المعرفة الجيومورفولوجية فى عصره، وفيما قبل عصره.

٢- التعمق فى دراسة العوامل والعمليات المشكلة لسطح الأرض.

٣- دراسات تحليلية دسمة للأنماط الرئيسية لمجاميع الأشكال الأرضية.

٤- كثرة استخدام الأساليب الكمية فى الدراسة الجيومورفولوجية حتى أنه اعترف فى أبحاث لاحقة، بأنه اهتم بالدراسات المورفوميترية أكثر من اللازم.

وقد خصص القسم الأخير فقط من الجزء الأول من مؤلفه لدراسة العامل والعملية، بينما خصص الجزء الثانى بأكمله لدراسة الأشكال الأرضية. ومن ثم فقد وضع جل اهتمامه فى دراسة الأشكال الأرضية، على عكس ريشتهوفين الذى انصبت معظم دراساته على العامل والعملية. وفى دراسته للأشكال الأرضية وضع تفسير أصل النشأة لكل شكل على حدة ضمن وجهات النظر المورفولوجية. وعدا تقسيم الأشكال الأرضية

إلى مجموعات ضمن نطاقات معلومة، عمد إلى تنظيم الظاهرات الفردية تحت اسم عام يجرى تفصيله حسب أصل النشأة. مثال ذلك البيئات الحوضيةWannenlandschaften التى صنفها حسب أصول نشأتها المتباينة: بيئة حوضية جافة (صحراوية)، وأخرى جليدية، وثالثة كارستية، ورابعة ارسابية، وخامسة بركانية وجبلية. ويتبين فى كل دراساته أفكار طيبة تخص المرحلة التطورية.

وفى مرحلة ثانية من مراحل تطور عبقرية البريشت بنك ظهور كتابه القيم مع زميله بروكنر E. Bruekner والذى يحمل اسم «جبال الألب أثناء العصر الجليدى Die Alpen im Eiszeitalter» فى عدة أجزاء تم نشرها ابتداء من سنة ١٩٠٥ حتى سنة ١٩٠٩ فى ليبتزيج Leipzig. والكتاب مازال وسيظل عمدة الدراسات الجليدية، ولا يمكن أن يخلو بحث فى جيومورفولوجية الزمن الرابع فى أوربا أو فى غيرها من إشارة ورجوع إليه. وفيه أرسى المؤلفان قواعد المعرفة بالجليد والعصر الجليدى، وأسس الدراسة ومناهج البحث التى بقيت على الزمن.

الإسهـــــام الأمريـــكي

بدأت الدراسات الجيومورفولوجية تأخذ طابعاً مهماً فى الولايات المتحدة الأمريكية منذ أواسط القرن الماضى، وأخذت ترد إلى أوربا أفكار المدرسة الأمريكية ابتداء من أواخر القرن التاسع عشر وأوائل القرن العشرين، وتحتل مكانة خاصة فى تطور هذا العلم. وكان ليسلى J.P. Lesley أول من تعرف هناك على الصلة الوثيقة بين التراكيب الصخرية وأشكال سطح الأرض فى كتابه المنشور فى فيلاديلفيا سنة ١٨٥٦.

ويرجع الفضل فى إرساء قواعد المدرسة الجيومورفولوجية الأمريكية لثلاثة من الجيولوجيين هم: بويل J. W. Powel (١٨٣٤ – ١٩٠٢)، وجيلبيرت G. K. Gilbert (١٨٤٣ – ١٩١٨) ثم داتون C.E. Dutton (١٨٤١ – ١٩١٢). وقد برزت أفكارهم الجيومورفولوجية، التى أضحت، فيما بعد، قاعدة بنى عليها وليم موريس ديفيز مفهومه للدورة الجيومورفولوجية، من خلال عمليات مسح جيولوجية القسم الغربى من الولايات المتحدة الأمريكية فى أعقاب حربها الأهلية.

ويرى ثورنبرى W.D. Thornbury (١٩٥٤) أن بويل، بأبحاثه فى هضاب كولورادو وجبال يونيتا Uinta Mountains، وضع أساس المدرسة الجيومورفولوجية الأمريكية، واعتبره ديفيز (١٩١٥) علامة مميزة فى تطور علم الجيومورفولوجيا.

وقد تأثر بويل فى أبحاثه فى جبال يونينا بأهمية التركيب الجيولوجى كأساس لتصنيف الأشكال الأرضية. واهتم اهتماماً كبيراً بنتائج التعرية النهرية، وقام بتصنيف الأودية النهرية فى منطقة دراسته إلى مجموعتين رئيسيتين هما:

١- مجموعة أساس تمييزها العلاقة بين الأودية والطبقات الصخرية التى تخترقها وتجرى عليها.
٢- ومجموعة أساس تمييزها أصل النشأة.

وقد تعرف فى إطار المجموعة الثانية على الوديان السالفة أو المناضلة Ante-cedent، والأنهار الأصلية أو التابعة Consequent، والأودية المنطبعة Super-imposed، وكلها تعبيرات ومفاهيم ما تزال تستخدم فى مختلف الدراسات الجيومورفولوجية.

ولعل أهم انجازات بويل فى تطوير الفكر الجيومورفولوجى توصله لمفهوم مستوى القاعدة Base - level، أى المستوى الذى عنده يتوقف تخفيض تضاريس السطح بواسطة عوامل التعرية. فهو أول من أكد أن عمليات التعرية التى تعمل دائبة فى تشكيل سطح الأرض، يمكنها، إذا أعطيت الوقت الكافى، أن تنحت تضاريس أى منطقة مهما بلغت مساحتها، وتعقدت تضاريسها، وانخفض منسوبها إلى ما يقرب من مستوى سطح البحر. وهو بذلك أنار الطريق لديفزكى يصوغ مفهوم السهل التحاتى Peneplain ليدل على المظهر التضاريسى الذى وصل منسوبه لما يقرب من سطح البحر.

ومن بين الأفكار الأخرى المهمة لبويل ما يأتى:

١- اكتشافه أن أسطح عدم التوافق القارى فى الصخور فى نطاق الخانق العظيم هى أصلاً سطوح تعرية قديمة.
٢- ملاحظته الاختلاف الجيومورفولوجى فيما بين الحافات الناتجة عن التعرية، وتلك الناشئة عن انتقال الصخور، وهى الحافات العيبية كما نسميها فى وقتنا الحالى.

ويعتبر جيلبيرت Grove Karl Gilbert أول جيومورفولوجى حقيقى ظهر فى الولايات المتحدة الأمريكية. ففى كتابه «تقرير عن جيولوجية جبال هنرى» المنشور فى واشنجتون ١٨٧٧، تحليل جيومورفولوجى كامل للأشكال الأرضية وتطورها. وقد عالج فى دراساته للأشكال الأرضية ثلاث مسائل فى غاية الأهمية:

١- مرحلة تطور الأشكال الأرضية.
٢- طبيعة العوامل والعمليات المشكلة.
٣- التركيب الصخرى للأشكال الأرضية.

وقد بقيت هذه المسائل حجر الزاوية فى الدراسات الجيومورفولوجية الأمريكية. وقد اهتم الرجل بتحليل عمليات التعرية، خاصة منها التعرية النهرية، وأشار إلى التعديلات

الكثيرة التى تعانيها الأودية النهرية. كما وقد تعرف على تأثير النحت الجانبى للأنهار فى نمو الأودية. وهو الذى قام بأولى المحاولات فى مجال الأسلوب الكمى فى الدراسة الجيومورفولوجية لتفهم العلاقة بين حمولة النهر من جهة وحجم النهر وسرعته وانحداره من جهة أخرى.

كما درس خطوط الشواطئ القديمة التى تكتنف البحيرة المالحة العظمى Great Salt lake، وقال بأن مساحة البحيرة كانت أثناء عصر البلايوستوسين أعظم اتساعاً، ومياهها أكثر عذوبة، بسبب الأمطار الغزيرة التى كانت تتساقط على المنطقة إبان ذلك العصر، وقد أطلق على البحيرة القديمة اسم بونفيل Bonneville، كل ذلك فى كتاب صدر له فى واشنجتون يحمل اسم Lake Bonneville سنة ١٨٩٠.

وقد اهتم داتون Dutton بالدراسة التحليلية لمختلف الأشكال الأرضية، كما يذكر له تعرفه بالدليل الواضح على مرحلة تعرية طويلة المدى، أثناء دراسته لهضبة كولورادو، أدت إلى تخفيض سطحها قبل أن يشقها خانق كولورادو العظيم، وأطلق على تلك المرحلة اسم التعرية العظمى Great Denudation.

ويأتى وليم موريس ديفيز W.M. Davis (١٨٥٠ – ١٩٣٤)، فيبز أقرانه فى أمريكا، ويمارس فى المدرسة الجيومورفولوجية الأمريكية تأثيراً بعيد المدى، يجعله بحق على رأسها، حتى لتسمى باسمه. وقد كرس الرجل حياته العلمية المديدة للدراسات الجيومورفولوجية، وحظيت أبحاثه االخاصة بالأشكال الأرضية بنصيب كبير جداً من مؤلفاته التى بلغت أكثر من ٤٠٠ بحث وكتاب، فى الفترة التى بدأت بظهور أول مؤلف له سنة ١٨٨٠ حتى وفاته فى سنة ١٩٣٤. وقد اشتهر الرجل بقدرته الفائقة على ابتكار المصطلحات وتحديد مفاهيمها، وعلى التحليل، إضافة إلى عبقريته فى التنظيم. وقد عين ديفيز أستاذاً بجامعة هارفارد خلفاً للأستاذ ويتنى Whittney الذى صاحب فون ريشتهوفين الألمانى فى رحلاته بأمريكا. كما حاضر ديفيز بجامعة برلين لمدة عام، ١٩٠٨ – ١٩٠٩، كأستاذ زائر، أثناءها ترجمت أهم أبحاثه إلى اللغة الألمانية، كما أفاد الرجل من أفكار المدرسة الألمانية، ومن صديقيه ألبريشت بنك وفالتربنك.

وتنبع أفكار المدرسة الديفيزية المهمة فى المعارف الجيومورفولوجية الأمريكية السابقة. والواقع أن كلاً من ديفيز وبنك وفون ريشتهوفين قد قام بالبناء على أساس عام متشابه. فقد أخذ ديفيز عن بويل الأفكار الخاصة بالتطور الذى يصيب منطقة ما، وتفسير ما ينشأ عن ذلك من أشكال تعرية. وشارك جيلبيرت أفكاره الخاصة بضرورة الأخذ فى الحسبان ثلاثة مباحث عند دراسة أى منطقة وهى:

١– الخصائص الجيولوجية Structure .

٢– العامل والعملية Process .

٣– المرحلة (عمر الظاهرة) Stage .

ويقصد **بالخصائص الجيولوجية** البنية والتركيب الصخرى، فأما البنية فهى نظام بناء الطبقات والصخور، فالصخور الرسوبية قد تبدو على السطح أفقية أو مائلة أو محدبة أو مقعرة، والصخور النارية تبدو فى هيئة كتلية مقببة، وأما التركيب الصخرى فهو المادة التى تتألف منها الصخور ومدى تجانسها وصلابتها، ثم مظهر الصخر وما قد يكتنفه من ضعف نتيجة لمقدار ما يحتويه من فواصل وشقوق.

وأما **العامل** فيتمثل فى القوى المشكلة لسطح الأرض سواء كانت تكتونية داخلية نابعة من باطن الأرض كالالتواءات والانكسارات والبراكين، أو خارجية صادرة من ظاهر الأرض كالماء الجارى والجليد المتحرك والرياح وفعل الأمواج. ويقصد **بالعملية** الأسلوب والكيفية التى يقوم بها العامل أو القوة المشكلة بعملها فى إظهار شكل أرضى وتكوينه. ولهذا فلابد من ربط العملية بأصلها كالعملية الجيومورفولوجية التكتونية، ويكون القصد هنا أن الشكل الأرضى قد نشأ نتيجة لقوة باطنية التوائية أو انكسارية أو بركانية مع إظهار الكيفية من حيث البطء أو السرعة واتجاه الحركة. كما يكثر استخدام تعبير العملية الجيومورفولوجية المناخية توضيحاً لدور عمليات الجو والتعرية وكيفية قيام تلك القوى، كالنهر مثلاً بالنحت والنقل والارساب.

ويقصد **بالمرحلة** معرفة مدى تطور الأشكال الأرضية لمنطقة معلومة، أو بمعنى آخر عمرها. فقد تتفق منطقتان فى نوعية الصخر وبنيته ونظامه، وفى العوامل والعمليات المشكلة لسطحهما، ولكنهما تختلفان عن بعضهما فى تنوع الأشكال والظواهر الأرضية، ويعزى ذلك فى الغالب إلى اختلاف عمر كل منهما، فقد تكون إحداهما أحدث عهداً من الأخرى. ولهذا تتباين كثافة فعل العامل والعملية تبعاً لطول أو قصر الفترة الزمنية التى تعرضت خلالها كل من المنطقتين المتجانستين جيولوجياً.

ولكى يظهر أهمية المرحلة، عمد ديفيز إلى مقارنة ظاهرة معلومة بسلسلة من الظاهرات الأخرى، آخذاً فى الحسبان ماضيها، وما تلاه من أدوار، مفترضاً شيوع نفس العمليات المشكلة ونفس التراكيب الجيولوجية، وقارن هذا كله بأشكال أرضية فى منطقة أخرى، وخرج بذلك بسلسلة من الأشكال الأرضية النموذجية لكل مرحلة، ووظف للوصول إليها عدداً عديداً من المشاهدات بعضها استنتاجى، وكثير منها استقرائى وتجريبى. ولقد كانت الأشكال النموذجية محل نقد من معارضى ديفيز، خاصة وأنها قد

تفتقد فى منطقة أو أخرى، واعتبر البعض طريقته الاستنتاجية ضرب من الخيال. والواقع أننا نرى فى هذا النقد تزايداً بلا مبرر، ذلك أن ديڤيز ربط بين الاستدلال والاستقراء كما يفعل كل العلميين فى أى من مجالات البحث العلمى، بطريقة مثمرة. ولعله قد اشتط بعض الشيء فى استخدام الاستدلال وغلبه أحياناً على الاستقراء.

ولقد تمكن ديفيز بمهارة فائقة من ابتداع مصطلحات علمية ذكية زود بها دراساته. من ذلك مقارنته للتغيرات التى تحدث لمنطقة معينة ذات تركيب صخرى معلوم، وتحت تأثير قوى معروفة، بمراحل عمر الكائن الحى.

مرحلة الشباب Young Stage

مرحلة النضج Mature Stage

مرحلة الشيخوخة Old Stage

وللظواهر الجيومورفولوجية فى كل مرحلة من هذه المراحل الثلاث خصائص معينة.

فالأشكال الأرضية **الشابة**، هى تلك الأشكال الموجودة فى منطقة أصلية أصابتها العمليات المشكلة حديثاً، كذلك فإن التغير لم يصبها بشدة، حتى أنها تظهر وتبرز واضحة فى السطح الأرضى الأصلى.

وتظهر المنطقة الأرضية **الناضجة** التضاد الشديد فيما بين الارتفاع والانخفاض، ويتضح فيها التأثير الشديد فى الأشكال المتضادة. وهنا، كما فى مرحلة الشباب، يمكن التقسيم إلى «نضج مبكر» و «نضج متأخر»، وكل منهما يمثل الانتقال من مرحلة لأخرى عبر التطور المستمر.

أما الأسطح الأرضية **الشائخة والهرمة**، فهى التى تتلاشى فيها الأشكال الأرضية وتختفى.

وكما يقول ديفيز فى مثل هذه الدورة، تتطور المنطقة الأرضية، كالحال تماماً عند بويل Powell، إلى سهل تحاتى سماه Peneplain بالألمانية Fastebene فوقه تبرز بعض التلال أو الجبال المتبقية أو المتخلفة عن التعرية تعرف باسم Monadnocks (بالألمانية Haertlinge) وذلك فى الأجزاء التى تتميز بصخور صلبة أكثر من غيرها مقاومة للنحت والإزالة، وباسم Fernlinge (كلمة ألمانية) فى الأجزاء القصية التى تبتعد عن التأثير المباشر للعامل والعملية، وقد تمكن ديفيز بما أوتى من عبقرية فى الرسم ماهرة أن يوضح أفكاره فى رسوم مجسمة رائعة، فى قطاعاتها الجانبية، رسم التراكيب والبنيات، وفوق أسطحها المحتوى من الأشكال الأرضية مع ربط هذه بتلك

أصلاً ونشأة، وبذلك وضح مع تسلسل الرسوم المعبرة تطور المنطقة والتطورات التى طرأت على أشكالها حتى انتهت بالسهل التحاتى.

وقد واجهت تعاليم ديفيز بعض الاعتراضات والانتقادات التى لها وجاهتها، نذكر أهمها فى الآتى:

١- رغم ما كان يظهره ديفيز نفسه وأتباعه من البعد عن تغليب الجيولوجيا فى الدراسة الجيومورفولوجية، فإن ذلك على ما يبدو كان من قبيل المظهرية، ويعتبر هذا فى الواقع خطوة إلى الوراء، وتقود إلى النظرة التركيبية فى الدراسة الجيومورفولوجية التى لا تتطلب من الجيولوجيا فى النهاية سوى مدى مقاومة الصخور للعامل والعملية.

٢- ينشأ عن استخدام المقارنة العامة لمراحل تطور المنطقة الأرضية أو الظاهرة الجيومورفولوجية بأدوار حياة الكائن الحى لبس وسوء فهم بل والوصول أحياناً إلى نتائج خاطئة. ذلك أنه اعتمد فى مقارناته لمرحلة شباب شكل أرضى بآخر فى مرحلة النضج وبثالث فى مرحلة الشيخوخة، على التباين فى قدرة مختلف الصخور المكونة على المقاومة. ولا يمكن، والحالة هذه، إستخدام هذه المفاهيم الزمنية، ما لم يكن هنالك تتابع زمنى حقيقى أيضاً فى الأشكال الأرضية.

٣- لعل أهم نقص فى تعاليم ديفيز هو الذى يتمثل فى تبسيطه للعملية التكتونية لتلائم دورته الجغرافية أو التحاتية، بحيث تتم العملية ببطء ودون اضطراب. وما نعلمه عن طبيعة القوى البلوتونية يناقض ذلك. فالتأثير التكتونى يتذبذب بين الشدة والضعف، كما وتتخلله فترات انقطاع أو توقف. ولقد حاول ديفيز وتلاميذه، بين الحين والآخر، التصدى لهذا الاعتراض، لكن دون جدوى.

وكان ألبريشت بنك فى كتابه Die Gipfelflur der Alpen المنشور فى برلين ١٩١٩، أول من نأى عن هذا النقص وتفاداه. وهو مع نجله فالتر بنك (فى كتابه Die morphologische Analyse أى التحليل المورفولوجى، المنشور فى شتوتجارت سنة ١٩٢٤) أنارا السبيل أمام النظرة التفاضلية أو التباينية فى الجيومورفولوجيا، بينما بقى ديفيز مع جيومورفولوجيته أسير التبسيط ورسومه التخطيطية والمجسمة.

تأثير المدرسة الديفيزية

ورغم هذا كله فإن المدرسة الديفيزية أو الأمريكية قد أثرت تأثيراً عالمياً كبيراً لاينكر، وذلك بفضل قدرتها على الايضاح والعرض الحى، والمقارنة بين صور الأشكال الأرضية بأعمار الكائن الحى، إضافة إلى حاجة ذلك العصر لتوصيف كيان مستقل للجيومورفولوجيا عن الجيولوجيا، ظهر بصورة جلية فى أسلوب النظرة الديفيزية، الذى اعتبر وسيلة للوصول إلى ذلك الهدف.

وقد وجدت المدرسة الديفيزية أرضاً خصبة فى كتب المراجع والتعليم الألمانية والفرنسية على حد سواء. ففى الألمانية ثلاثة علماء كبار فى الجيومورفولوجيا تبعوا تعاليم ديفيز ودورته التحاتية فى مؤلفاتهم هم: براون G. Braun الذى ألف مع ديفيز كتاباً سنة ١٩١١ وأعيد طبعه فى ليبتزيج سنة ١٩١٥ عنوانه «أسس الفيزيوجرافيا Grundzuege der Physiogeographie»، وريل A. Ruehl الذى ألف هو الآخر مع ديفيز كتاباً عنوانه «الوصف التفسيرى للأشكال الأرضية Die erklaerende Beschreibung der Landformen» سنة ١٩١٢، ثم فريتز ماخاتشيك F. Machatschek فى كتابه «جيومورفولوجيا Geomorphologie» الذى ظهرت طبعته الأولى فى ليبتسيج سنة ١٩١٩، والسابعة فى شتوتجارت سنة ١٩٥٩.

ولقد استمر التأثير الديفيزى دون منازع فى الجيومورفولوجيا الفرنسية مدة أطول بكثير عنه فى ألمانيا. ويظهر هذا التأثير بكل وضوح فى كتابات كل من ألبيرت دى لابارينت A. de lapparent «دروس فى الجغرافيا الطبيعية Leçons de géographie physique» المطبوع فى سنة ١٩٠٧، وايمانويل دى مارتون فى كتابه المشهور «المفصل فى الجغرافيا الطبيعية Traité de Géographie physique»، الجزء الثانى الخاص بالتضاريس. وما يزال هذا التأثير مستمراً ومتواصلاً حتى وقتنا الحاضر.

ولم تمت تعاليم ديفيز تماماً فى الجيومورفولوجيا الألمانية. فقد ارتبط بها بحاثة ألمانى مهم هو بيرمان Behrmann فى جميع مؤلفاته التى ظهرت بداية من عام ١٩١٧ وحتى عام ١٩٣٦، ومنها «مورفولوجية سطح الأرض» و«مجموعات الأشكال الأرضية للتعرية». بل إن أحد البحاث الحديثين الألمان وهو فون فيسمان H.V. Wissmann قد ارتبط بديفيز وبمدرسته فى معظم كتاباته التى نذكر منها «عن التعرية الجانبية Ueber seitliche Erosion» سنة ١٩٥٢، و«عن التسوية النهرية On River Planation (بحث مقدم للمؤتمر الجغرافى العالمى بواشنجتون سنة ١٩٥٢).

والغريب أن المدرسة الجيومورفولوجية الانجليزية كانت متحفظة جداً تجاه تعاليم ديفيز. كما وأن مثل هذا التحفظ وجد سبيلاً إلى بعض الأمريكيين أنفسهم من أمثال هوبس W. H. Hobbs صاحب كتاب «ظواهر الأرض وتفسيراتها Earth Features and their meanings».

المدرسة الألمانية الحديثة

ولقد سار عدد كبير من الجغرافيين الألمان على منوال تعاليم كل من فون ريشتهوفين، وألبريشت بنك، وسوبان، واتخذوا جميعاً اتجاهاً تحليلياً تفسيرياً نقدياً، وكان من ثمار التعاون فيما بينهم الوصول إلى حلول موفقة لكثير من المشاكل

الجيومورفولوجية. ففى مختلف الطبعات الست لكتاب سوبان A. Supan والتى كان آخرها فى سنة ١٩١٦، «أسس الجغرافيا الطبيعية» Grundzuege der physischen Geographie قسم سوبان الدراسة إلى قسمين كبيرين متوازيين: أحدهما لدراسة القوى المشكلة لسطح الأرض، والآخر لبحث مورفولوجية سطح الأرض Morphologie des Landes. وقد انتهج سوبان فى دراساته منهج ريشتهوفين، بينما اتبع اريش أوبست Erich Obst تعاليم البريشت بنك، خاصة فى دراساته المنشورة فى أعوام ١٩١٣، ١٩١٥، ١٩٢٣، ١٩٣٠، تلك التعاليم التى تخص التقسيم المورفولوجى من الدرجة الأولى. فالجبال والتلال، والوديان، والأحواض، والسهول، والسواحل احتلت فى أبحاثه مكانة منفردة، وتمت معالجة كل نمط تضاريسى من حيث الأصل والنشأة، ودرست تأثيرات كل من الأنواع الصخرية والأنماط المناخية فى تطور تلك الأشكال الأرضية.

ومن المؤلفات التى تستحق الذكر كتاب ألفريد فيليبسون A. Phillippson أسس الجغرافيا العامة Grundzuege der allgemeinen Geographie الذى يتألف من جزءين، وتم طبعه للمرة الثانية سنة ١٩٣١، عالج فيه: المبادئ الجيولوجية للدراسة الجيومورفولوجية، والقوى الخارجية وتأثيراتها، ومجموعات الأشكال الأرضية. كما اهتم بدراسة التغيرات التى تطرأ على الأشكال الأرضية فى مختلف النطاقات المناخية، وفى ذلك بدايات طيبة لما اشتهر فيما بعد باسم الجيومورفولوجيا المناخية.

وقد كانت لفيليبسون تجارب وخبرات طويلة فى ميدان الدراسة الجيومورفولوجية، من خلال أبحاثه المستفيضة فى أراضى حوض بحر إيجة، ورحلاته المتعددة فى أنحاء أوروبا، إضافة إلى جهوده المستمرة فى الكشف عن الثروة الجيومورفولوجية لجبال الراين، كل ذلك أثر فيما احتوته أبحاثه من أفكار ونظرات صائبة لكثير من الظواهر الجيومورفولوجية المتنوعة.

هذا ويتبع هذا الاتجاه التحليلى التفسيرى النقدى عدد غير قليل من الجيومورفولوجيين الألمان، منهم هيرمان لاوتين ساخ H. Lautensach (١٩٢٤) وفيللى أولى Willi Ule (١٩٣١)، وماكس ايكارت M. Eckart (١٩٣١)، وليمان R. Lehmann (١٩٢٥) وأندرياس ايجنر A. Aigner (١٩٣٦).

ولقد كان ألبريشت بنك الرائد فى تصنيف الأشكال الأرضية حسب النطاقات المناخية: الرطبة، والجافة، والثلجية Nivales Klima (كلمة لاتينية معناها الثلج) فى كتابه الذى صدر فى برلين سنة ١٩١٠. وتبعه مع التعميق والتأكيد سابر K. Sapper (١٩١٧، ١٩٢٢). ثم تعاون عدد من المورفولوجيين الألمان فى إخراج سلسلة من الأبحاث التى تعالج «مورفولوجية النطاقات المناخية» ابتداء من سنة ١٩٢٧ وحتى بداية

الثلاثينيات، مع العناية بالتوزيع والتحليل والربط والمقارنة. وأثمرت هذه الجهود فى الكشف عن ،جيومورفولوجية النطاقات المناخية، Geomorphologie derklimazonen. وما تزال الدراسات الجيومورفولوجية التي قام بها سابر Sapper فى الجهات المدارية الرطبة ونشرها سنة ١٩٣٥ هى المرجع الأساسى حتى وقتنا الحالى. فقد اتسعت مجالات أبحاثه لتشمل الجهات المدارية فى أمريكا الوسطى، وجزر الهند الغربية، وأمريكا الجنوبية، واستراليشيا. كما نشرت له أبحاث فى جهات أخرى معتدلة كحوض البحر المتوسط، وباردة وجليدية فى العروض الشمالية.

ورغم أن هذا الاتجاه التحليلى التفسيرى النقدى قد عالج مشاكل جيومورفولوجية عديدة، فإنه لم يرس قواعد بناء نظام جديد. وفى هذا المجال نذكر ثلاثة بحاث كبار حاول كل منهم اتخاذ طريق خاص فى الدراسة الجيومورفولوجية، وكان لكل منهم تأثيره فى مجال البحث الجيومورفولوجي على الصعيدين المحلى، داخل نطاق المتكلمين بالألمانية، والعالمى، حيث ترجمت لمختلف اللغات أبحاث عدة لكل منهم. وهؤلاء البحاث هم: ألفريد هيتنر Alfred Hettner، وزيجفريد بسارجى Siegfried Passarge، وفالتر بنك Walther Penck.

وأول هؤلاء البحّاث هو ألفريد هيتنر A. Hettner، صاحب كتاب ظواهر سطح الأرض Die Oberflaechen Formen des Festlandes الذى طبع لأول مرة سنة ١٩٢٠. وهو ليس من صنف الكتب المراجع، إنما هو مجمع لمقالات نشرها هيتنر فى المجلة الجغرافية ابتداء من سنة ١٩١١ وحتى سنة ١٩١٩. وقد أعيد طبع الكتاب سنة ١٩٢٨، وترجم إلى عدة لغات منها الانجليزية سنة ١٩٧٢. وقد هاجم هيتنر فى جميع أبحاثه ومقالاته تعاليم معاصره وليام موريس ديفيز، وأنكر نظام الدورة الجغرافية أو التحاتية وخطأها، وكان النقد حاداً فى بعض الأحيان، لكنه فى الواقع لم يقدم البديل. ومع هذا فإن الرجل قد تمكن من خلال مقالاته التى تضمنها هذا الكتاب، ومقالات أخرى فى منهجية علم الجغرافيا أن يثير حمية الجغرافيين الألمان لكى يتدبروا موقف الدراسات الجيومورفولوجية فى بلدهم، ويوقظ روح الاستقلالية والتفكير الحر عندهم، بعدما رأى سريان تأثير تعاليم ديفيز وسرعة انتشارها. كما أنه بالتحليل النقدى لأفكار ديفيز أنار السبيل أمام الجغرافيين لتقويم أعمال ديفيز كإضافات لجغرافية الأشكال الأرضية.

وقد اعتمدت أفكار هيتنر على دراسات وأبحاث مستفيضة فى أنحاء كثيرة من العالم جابها فى رحلات متعددة، منها أمريكا الجنوبية، وآسيا، علاوة على أوروبا. واهتم بصفة خاصة بمعالجة الموضوعات الآتية:

الأشكال الأرضية الصغيرة (الثانوية) نشأة الأودية النهرية، المدرجات النهرية، أعمار وأشكال الأودية، نظم الأودية، السهول التحاتية، والأسطح المتبقية (المتخلفة)، اعتماد أشكال السطح على بنائها الداخلى، تطور أشكال سطح الأرض، العلاقات الجيومورفولوجية فى البيئة الطبيعية، عمليات التعرية الساحلية، نظريات نشأة الأشكال الأرضية، مجموعات الأشكال الأرضية، تقسيم وتجميع أشكال سطح الأرض، البحث الجيومورفولوجى وطرق العرض والايضاح.

وقد كان هيتنر واضح الفكر فيما يخص طبيعة جغرافية الأشكال الأرضية، وكان مؤمناً بالاضافات المهمة التى يمكن أن تقدمها الجيومورفولوجيا. وفى رأيه أن دراسة الأشكال الأرضية لذاتها، وبأى طريق وأسلوب متاح، مرغوب فيها من الوجهة العلمية، وإذا ما تواصلت هذه الدراسة بطريقة معلومة، فإنها تكون جغرافية، حتى ولو لم تضف شيئاً إلى معرفتنا بالعلاقات المتبادلة بين الإنسان وبيئته الطبيعية. وبهذا توقع هيتنر بكل ثقة من أن الجيومورفولوجيا ستصبح أكثر استقلالية كعلم أرضى، ما لم تولى جل اهتمامها بالعمليات المشكلة لسطح الأرض، فتذوب حينئذ فى مجال علم الطبيعة الأرضية. ومن خلال تفنيده بالنقد لآراء ديفيز تمكن من تحديد الأهداف والمناهج والنظم التى تعطى للجيومورفولوجيا شخصية مستقلة.

ومن المؤكد أن انتقادات هيتنر لديفيز الممتدة عبر جميع مقالاته وحياته العلمية لم تكن محاولة لهدم ما فعله ديفيز لجغرافيا المتكلمين بالانجليزية، وإنقاذها أو تحريرها من هذه الحالة. فقد كان هدفه أن يختط ويحافظ على نفس الطريق الذى به تمكن فون ريشتهوفين على الخصوص من تحرير الجغرافيا الألمانية من نفس الموقف، وذلك بتطبيق مفاهيم المنهج الموروث فى أعمال كل من كارل ريتر وأليكساندر فون همبولت فى دراسة الأشكال الأرضية.

ويعتبر «زيجفريد بسارجى» من بين بناة صرح الجيومورفولوجيا الألمانية. فمن خلال المفاهيم والمصطلحات التى ألفها تظهر عبقريته فى التجديد والبناء، وأعانه فى البحث مشاهدات مستفيضة، ودراسات متعمقة فى جنوب أفريقيا وأمريكا الوسطى. وأولى مراحل أعمال بسارجى العلمية التى ساهمت فى بناء صرح الجيومورفولوجيا، تتمثل فى كتابه المورفولوجيا الفسيولوجية Physiologische Morphologie (١٩١٢) والكتاب فى مجمله كفاح ضد تعاليم ديفيز لكن بموضوعية وهوادة. وفيه يقسم الجيومورفولوجيا إلى ثلاثة أقسام: قسم تحليلى analytische، وقسم تنظيمى System-atische، وقسم جغرافى Geographische. والقسم الجغرافى عند بسارجى هو الذى يعنى بتوزيع الأشكال الأرضية فردية وعلى مستوى البيئة (لاندشافت Lanschaft)

فوق سطح الأرض، تلك الأشكال التى نشأت واتخذت خصائصها ومراتبها من خلال سيادة ظروف مناخية معلومة. وتنقسم الجيومورفولوجيا التحليلية بدورها إلى قسمين: أحدهما جيولوجى، والآخر فسيولوجى. ويعالج القسم الجيولوجى علاقة الشكل الأرضى ببنائه. بينما يدرس القسم الفسيولوجى تأثيرات القوى الخارجية، بما فيها العضوية، فى تشكيل سطح الأرض. وعند بسارجى تحتل العوامل المؤثرة مركز الصدارة فى مناهج الدراسة المورفولوجية الفسيولوجية، وعن طريقها يتم تفسير وايضاح الأشكال الأرضية كشىء ثانوى.

وقد أفرد دراسة خاصة للقوى المحلية، التى يكون لها الأثر البين فى تشكيل سطح مكان معلوم، وبالتالى قد تتمكن من تدمير نظام المراحل حسبما ارتآه ديفيز. ويعزز هذا ما أورده بسارجى من عديد الأمثلة فى مختلف فصول كتابه. كما وقد تبين أن القوى التى تؤثر فى منطقة مجاورة، قد تطول منطقة البحث وتتمكن من خلق أشكال متنافرة غير متناغمة، وبالتالى توضيح نشأتها وتشكيلها عن طريق القوى التى تؤثر بالفعل فى منطقة البحث. وحينما تتوافق تأثيرات القوى والأشكال وبيئة معلومة، فإن الأشكال لاشك تكون متماثلة متآلفة. ويمكن تفسير الظواهر المتناسقة عن طريق القوى المؤثرة فى وقتنا الحاضر. بينما تتطلب الأشكال المتنافرة غير المتآلفة لتفسيرها البحث عن القوى السالفة التى كانت تؤثر فى تشكيلها فى غابر الزمن.

ويحاول هذا الكتاب القيم وضع أسس الجيومورفولوجيا النظامية، فإضافة إلى النظرة الفسيولوجية لتأثيرات القوى المشكلة، تمكن بسارجى من تصنيف الأشكال المرتبطة بها حسب نموذج بيولوجى إلى: أنواع، ورتب، وعائلات، وفصائل، وأشكال خاصة.

ويعالج الكتاب فى بعض فصوله طرق البحث الجيومورفولوجى، ومقترحات لرسم خرائط فسيولوجية - مورفولوجية، تقود إلى وسائل رفع ورسم الأشكال الأرضية، استخدمها بسارجى فى عمل أطلس مورفولوجى (١٩١٤). واعتبر ضرورة الاستعانة بخريطة طبوغرافية، توضح أيضاً الغطاء النباتى، وبخريطة جيولوجية من الأمور المسلم بها. كما أشار إلى أهمية خرائط التربة، وخرائط المنحدرات، وأشكال التعرية. ومن الجديد فى باب الخرائط، رسمه القدرة على المقاومة الطبيعية (الصلابة، التشقق، المسامية)، والتجوية الكيميائية.

وقد وضع بسارجى نظامه الجيومورفولوجى الخاص فى الجزءين الأول والثالث من كتابه «أسس الجغرافيا Grundlagen der Landschaftskunde» ١٩١٩ - ١٩٢٩». وعززه فى كتب أخرى تحمل عناوين مثل: «مورفولوجية سطح الأرض» سنة ١٩٢٩، و«مورفولوجية النطاقات المناخية» سنة ١٩٣٠.

ويأتى فالتر بنك (١٨٨٨ - ١٩٢٤) على رأس المعارضين لأفكار المدرسة الأمريكية الديفيزية، فلقد أقام جيومورفولوجيا ألمانية على أسس مخالفة لقواعد تلك المدرسة. وقد جذبت أفكاره انتباه عدد كبير من الجيومورفولوجيين فى داخل ألمانيا وخارجها، خاصة بعدما نشر مؤلفه «التحليل المورفولوجى للأشكال الأرضية». وينبغى أن نشير هنا أن فالتر قد ولد وترعرع فى بيت والده الجيومورفولوجى العظيم ألبريشت بنك، وأتيحت له فرص البحث والدراسة فى جبال الأنديز بأمريكا الجنوبية، وفى آسيا الصغرى، وفى أوروبا، إضافة إلى أبحاث فى أمريكا الشمالية، ثم ما اكتسبه من خبرة عن طريق المشاهدة والملاحظة والمقارنة من خلال رحلة حول العالم. وتميز بالعقلية المبدعة المحللة المفسرة، ولاشك أن وفاته المبكرة قد حرمت علم الجيومورفولوجيا من جهوده الخلاقة المثمرة.

والنظريات التى طرحها فالتر بنك كبديل لدورة ديفيز الجغرافية أو التحاتية معقدة، وأحياناً يصعب استيعابها، كما وقد أسيىء فهم بعض جوانبها. ولقد أتخذ فالتر بنك وجهة نظر غير عادية عندما قرر أن الهدف الرئيسى من الدراسة الجيومورفولوجية هو الوصول إلى معلومات تفيد فى شرح وتوضيح الحركات الأرضية، بمعنى أن البحث الجيومورفولوجى وسيلة لتاريخ الأحداث التكتونية التى أصابت قشرة الأرض، ورأى أن هذه الحركات الأرضية تركت بصماتها على سطح الأرض، ليس فقط فى صور بارزة واضحة، بإظهار الإلتواءات، والعيوب، وسلاسل الجبال وغير ذلك، وإنما أيضاً من خلال تأثيراتها فى ظواهر التعرية، وخاصة فى منحدرات جوانب الأودية.

وقد توصَّل فالتر بنك إلى هذه النتيجة بناء على طريقين: الأول: الاستدلال، والثانى: حقيقة ما شاهده ودرسه فى الحقل من أن كل وحدة من الوحدات البنيوية المحددة المعالم، تتميز بشكل منحدر خاص بها (محدب أو مستقيم أو مقعر) وبزاوية انحدار عظمى. ومن الواضح أن هذه المنحدرات لا تعكس تأثير المناخ السائد وحده (الذى قد يؤثر فى منطقة أوسع بكثير، فيها تتشكل المنحدرات، وتتنوع وتتباين زوايا الانحدار) أو نوع الصخر المحلى (الذى قد يكون متنوعاً فى داخل الوحدة البنيوية). ويرى فالتر بنك أن تفسير هذه الظاهرة ممكن بواسطة افتراض أن منحدرات جوانب الوديان كان يتحكم فيها أصلاً درجة فعل التعرية النهرية، وهذه بدورها مرتبطة كل الارتباط بحركة الرفع التى كانت الوحدات البنيوية تعانيها.

ويقول بنك أن أفكار ديفيز الخاطئة الخاصة بتطور الأشكال الأرضية بعامة، والمنحدرات بخاصة، نابعة من اعتقاده الأساسى بأن دورة التعرية تبدأ بعملية رفع سريعة جداً، ومن ثم تحدث بعدها فترة استقرار تكتونى بنيوى، أثناءها يمكن للتعرية

القيام بعملها بلا عائق. والواقع أن رفع الكتل الأرضية يستغرق فترة طويلة جداً. ومن الضرورى أن يؤثر الرفع فى مسار عمل التعرية وفى الأشكال التى تنشئها. والواقع أن ديفيز كان يدرك بنفسه أن افتراضه الخاص بالرفع المبدأى غير صحيح، وأن التزيد واضح جداً فى تبسيطه، لكنه رأى أن ذلك الافتراض ملائم جداً لغرض إظهار وإيضاح المبادئ الرئيسية فى مفهوم دورته التحاتية.

لكن ينبغى أن نذكر أمرين فى هذا الصدد:

١- رغم أن ديفيز قد اعترف كثيراً بأن بعض الرفع قد يستمر عقب بداية الدورة التحاتية، فإنه لم يأخذ فى الحسبان مضامين وتعقيدات هذه الحقيقة.

٢- طبق كثير من الجيومورفولوجيين من أتباع ديفيز مفهوم الدورة بصرامة مفرطة. من ذلك الافتراض الشائع أن السطح القاطع لتراكيب التوائية يجب أن يلى تكوين هذه التراكيب، رغم حقيقة أن التعرية والتشكيل التكتونى يتعاصران.

ويرى بنك أن المنحدرات لا تغير أشكالها بالضرورة بالأسلوب التطورى، مع مرور الزمن، كما يدعى ديفيز فى نظريته تضاؤل المنحدر Slope decline، وإنما تتشكل المنحدرات وتتحدد طريقة وأسلوب تغير وتبدل هذه المنحدرات، بواسطة عامل واحد مهيمن، ألا وهو تعرية الأنهار التى تجرى عند قواعدها. ويعتقد بنك فى ثلاثة أمور مهمة:

١- ينشأ القطاع المقعر للمنحدر فوق الأنهار التى تنحر مجاريها بمعدل سرعة متناقص Decelerating rate (Absteigende).

٢- تتشكل المنحدرات المستقيمة فوق الأنهار التى تنحت مجاريها بمعدل سرعة متواصل ومتناسق uniform constant rate (Gleichfoermige).

٣- تتكون المنحدرات المحدبة حينما يكون معدل سرعة قطع الأنهار لمجاريها متزايداً Accelerating (Aufsteigende).

ويرى بنك أن دقة معدل سرعة التعرية النهرية مهمة للغاية. ومن ثم فإن النهر الذى ينحت بمعدل ثابت سريع ينشئ منحدراً مستقيماً أشد انحداراً من نهر آخر يشق مجراه بمعدل ثابت بطيئ.

ولعله يبدو واضحاً أن نظرية بنك لا تتعارض كلية مع نظرية ديفيز، بمعنى أن بنك نفسه اعترف بأن كل المنحدرات ينبغى أن تتناقص وتتضاءل، وأن تتلاشى التضاريس وتزول بمرور الزمن، وذلك فى حالة التعرية المتناقصة المتناسقة السرعة Decelerating (Absteigende) أو فى حالة عدم وجود التعرية النهرية كلية (وهذه

حالة يمكن الوصول إليها فى أواخر الدورة التحاتية). وبالمثل فإن بنك يتصور خصائص وأحداثاً مفصولة تماماً عن دورة ديفيز التحاتية التى تؤكد على التغير المستمر لشكل المنحدر وزاوية الانحدار. ففى حالة المثال الذى ذكرناه آنفاً والخاص بنهر يحفر واديه بدرجة متواصلة متناسقة Constant (Gleichfoermige)، فإن منحدرات جوانب الوادى لن تتغير لا فى شكلها المستقيم ولا فى زاوية انحدارها بمرور الزمن، كما لن يحدث تلاشى للتضاريس.

ويرتبط مفهوم التراجع المتوازى للمنحدرات باسم فالتر بنك. ومع هذا، فحسبما ذكرنا آنفاً، يتضح أن بنك لم ينظر إلى هذا النوع من التراجع على أنه عملية عامة شائعة، تعمل تحت كل الظروف والأحوال. فهو يرى شيوع التراجع المتوازى فى حالة التعرية المتناقصة المتناسقة السرعة Constant فقط، أما فى الحالات الأخرى فإنه يقتصر على أجزاء من المنحدر دون الأخرى. ومعنى هذا، أنه فى حالة المنحدر الذى يشمل وحدات وعناصر تتباين فى زوايا انحدارها، نجد أجزاء من المنحدر تستهلك بسبب التراجع المتوازى لأجزاء أخرى، وبالتالى فإن التغير والتعديل يشمل المنحدر كله.

ولم تحظ آراء بنك وأفكاره بالذيوع والانتشار حينما نشرت، وانقضى زمن طويل قبل ما تنبه الجيومورفولوجيون إلى أهميتها وجدتها، وبدأت تتعرض للنقد الشديد من جانب الجيومورفولوجيين الأمريكان والانجليز الكبار. ورغم أن بعضاً من نظريات بنك يصعب الدفاع عنها، كنظريته القائلة بأن درجة التعرية النهرية تتحكم أساساً فى شكل المنحدر، وإهماله للعمليات الأخرى أو وضعها فى مرتبة ثانوية ... كالمناخ، والنبات، والتجوية، ونوع الصخر، وعمليات نقل المواد، فإن بعضاً من النظريات الأخرى شاعت وبقيت على الزمن. من ذلك مثلاً مفهوم التراجع المتوازى للمنحدرات، الذى تبناه كينج King فى دورة تشكيل البيديمنت Cycle of Pediplanation. وكذلك نظرية التعرية المتواصلة المتناسقة Constant Erosion، التى استخدمت، مع بعض التعديل بنجاح بواسطة الجيومورفولوجيين الحديثين.

والواقع أن الذى بدأ يتعرض للنقد الشديد منذ عام ١٩٤٥ كان وليم موريس ديفيز، أكثر من صديقه فالتر بنك. واشتط بعض الجيومورفولوجيين فى نقد مفهوم الدورة الديفيزية، ونادوا بالتخلى نهائياً عنها، بل إنهم أكدوا أن شيوع الأخذ بها فى الماضى قد أعاق بل منع تطور ونمو علم الجيومورفولوجيا.

وأهم الانتقادات التى وجهت للدورة الديفيزية هى:

١ – أهم المشايعون للدورة الديفيزية اهتماماً مبالغاً فيه بالعموميات وصنع التعميمات

حول تطور الأشكال الأرضية، بدون محاولة قياس هذه الأشكال موضوعياً، مع إهمال القيام بدراسة جادة وصحيحة للعمليات التى تقوم بتشكيلها وتعديلها. بل إنهم نظروا إلى العمليات على أنها أمر معروف و«مقروء». لكن عندما درست تلك العمليات بدقة وعناية، تبين أنها معقدة مركبة أشد التركيب، وما كان منها يحتسب بديهياً ثبت خطأه.

٢- أدى الأخذ بمفهوم الدورة الديفيزية غالباً إلى التأكيد بشكل مفرط على الدراسات التاريخية للأشكال الأرضية. وفيها أصبح استعادة تطور تلك الأشكال خلال مرور الزمن إلى أن أصبحت بهيئتها الحالية هو الموضوع الرئيسى للجيومورفولوجيا. ومن مظاهر ذلك تركيز كثير من الجيومورفولوجيين الانجليز على دراسة التاريخ التحاتى Denudation Chronology.

٣- قلة المحاولات الحقيقية الجادة التى توضح أن الأشكال الأرضية تتطور بالفعل، على طول وامتداد سلسلة منظمة، نحو شكل نهائى محتوم، هو السهل التحاتى Pe-neplain. ولقد نشاهد فى الحقل منحدرات متنوعة زوايا الانحدار، لكن لا نجد غالباً أى مبرر لافتراض أن المنحدرات الشديدة أحدث وأشب (فى مرحلة الشباب)، والمنحدرات الهينة أقدم (فى مرحلة الشيخوخة). وذلك أنه فى مجال واد نهرى صغير، يمر بمرحلة عمرية وتحاتية واحدة، بطبيعة حاله، تتباين فيه أشكال المنحدرات وزوايا الانحدار تبايناً كبيراً.

ولقد عاد الاهتمام منذ بداية الخمسينيات بما كان يعرف على عهد ألبريشت بنك ومعاصريه «بمورفولوجية النطاقات المناخية»، وأصبح يحمل اسم «الجيومورفولوجيا المناخية» Climatic Geomorphology وعلى الرغم من أنه لم يظهر لها كتاب مرجع جامع شامل، فإنها قد حظيت بأبحاث دسمة متعمقة على أيدى كتاب ألمان معاصرين من أمثال يوليوس بيدل Julius Buedel الذى نشر نحو أربعين بحثاً حتى وفاته فى أواخر السبعينيات، وهيربيرت لويس H. Louis الذى علاوة على أبحاثه المتعددة القيمة، أفرد فصلاً ممتعاً فى كتابه «الجيومورفولوجيا العامة» الطبعة الخامسة ١٩٨١، للجيومورفولوجيا المناخية. ومورتينسين H. Mortensen (١٩٤٩) وويلهيلمى H. Wilhelmy (١٩٥٨، ١٩٦٢، ١٩٦٨، ١٩٧٢) وفيسمان H. V. Wissmann (١٩٥١ - ١٩٧٥).

وساهم فى تطوير الجيومورفولوجيا المناخية جغرافيون فرنسيون حديثون من أمثال: كاييه A. Cailleux (١٩٤٢، ١٩٥٠، ١٩٦٥)، وتريكار J. Tricart (١٩٥٢، ١٩٥٤، ١٩٦٥)، وبوليج H. Baulig (١٩٥٦). وجيومورفولوجيون من المتحدثين بالانجليزية

من أمثال: بلتيير L. C. Peltier (١٩٥٠)، وليوبولد B. Leopold (١٩٦٤) وكوتون C. A. Cotton (١٩٤٧).

ولا يفوتنى فى نهاية هذه النبذة التاريخية لتطور الفكر الجيومورفولوجى أن أنوه بالمجهود الضخم الذى بذله العالم الجيومورفولوجى الجليل فريتز مخاتشيك F. Machatschek فى تأليف كتابه الممتاز فى الجيومورفولوجيا الاقليمية، والذى يحمل اسم «تضاريس الأرض» Das Relief der Erde، ويقع فى جزءيين يضمان نحو ١٢٠٠ صفحة من القطع الكبير. وفيه يقسم المؤلف العالم إلى وحدات مورفوتكتونية، ويتناول دراسة الأشكال الأرضية فى كل وحدة بالتفصيل.

الفصل الثانى

التجوية
وتحرك المواد فوق المنحدرات

التجـــــــوية

تمهيد:

لا شك أن عـملـية تحطيم الصـخـور هى أهم العمليـات الجـيـومـورفـولوجـيـة على الإطلاق. فبدونها لا يحدث سوى تعديل طفيف للأشكال الأرضية التى تخلفها الحركات البنائية مثل الثنيات المحدبة، والحافات العيبية والأودية الاخدودية. وتتوقف عمليات التعرية بأنواعها كالنحت النهرى، والبرى الجليدى، والاكتساح بواسطة الرياح، على توافر الحبيبات الخشنة المشتقة من الصخر، والتى تعدها وتجهزها التجوية بكميات كافية، وبدونها يمتنع أو يعاق إلى حد كبير تطور الأشكال الأرضية الناشئة عن عمليات التعرية المشار إليها.

وينبغى أن نشير هنا إلى أن التجوية Weathering بدورها تعتمد إلى حد كبير على فعل عمليات أخرى. فإذا ما توقف نقل نتاج التجوية من المفتتات الصخرية بعيداً عن موضعها الأصلى، فإن ذلك يعنى عدم انكشاف صخر جديد، وبالتالى تبطئ التجوية فى عملها، ولربما يتوقف فعلها على المدى البعيد، بسبب حماية غطاء الفتات الصخرى لصخور الأساس أسفله. ولهذا فإن عمليات التعرية ذات تأثير مهم فى كشف مساحات من الصخور وتعريضها لعمليات التجوية، وذلك عن طريق نقلها لغطاء الفتات الصخرى. ويتضح من ذلك أن عمليات التجوية، والنقل، والتعرية، تتبادل الاعتماد على بعضها.

ويقصد بالتجوية فعل الجو، وهو الهواء فى حالة السكون، وتأثيره فى تفكيك الصخور وتفتيتها محلياً. ويتم ذلك آلياً (ميكانيكياً) أو كيميائياً. ويقتصر تأثير التجوية فى الصخور على تفتيتها دون نقلها. فلا تتعرض حبيبات الصخر المفتت إلا لنقل طفيف للغاية من مكانها الأصلى، وهذا النقل قد لا يكون إلا بمقدار إزاحة مكونات الصخر عن بعضها حينما يتكسر ويتفكك. وعادة ما تقسم التجوية إلى نمطين رئيسيين: تجوية آلية (ميكانيكية أو طبيعية)، وتجوية كيميائية. ومع هذا فإن التمييز بينهما والتفريق الحاد بين عمليهما فى الحقل صعب للغاية. لأنه من النادر أن نجد تجوية آلية مثلا تعمل وحدها وبنفسها، حتى ولو كانت الظروف المناخية والجيولوجية مواتية تماماً لفعلها.

ويعرف **النقل** Transport بأنه العملية التى بواسطتها يتم تحريك مواد التجوية وإبعادها عن المنحدرات إلى بطون الأودية، وعلى امتداد السواحل فى اتجاه عمودى عليها، أو عبر أسطح اليابس بصفة عامة. ووسائل النقل متعددة، من بينها الحركة بالجاذبية الأرضية، وبالماء الجارى، وبالثلاجات أو الأنهار الجليدية، وبالغطاءات الجليدية، وبالأمواج، وبتيارات المد والجزر، وبالرياح.

ولقد صاغ الجيومورفولوجيون مصطلحات متنوعة تتضمن عمليات النقل وتدل عليها خصوصاً تلك التى تقوم بالعمل فوق منحدرات جوانب الأودية. وقد استخدم بنك Penck كلمة Denudation(تعرية) ليصف إزالة المواد المجواه من فوق صخور الأساس بواسطة التساقط Fall، والانزلاق Slump، وزحف التربة Soil Creep وغسل المطر Rainwash، وغيرها من وسائل التحرك والإزالة. لكن مصطلح Denudation قد اتسع مضمونه عند معظم الجيومورفولوجيين، وأصبح يطلق على كل العمليات المسئولة عن تخفيض وتشكيل البيئة الطبيعية، وهى التجوية والنقل والتعرية Erosion.

ولعل تعبير إزالة التجوية Weathering Removal يكون مفيداً أو معبراً عن نتاج ونقل فتات المنحدرات. ويستخدم مصطلح «اكتساح كتل الفتات الصخرى» Mass Wasting، ليصف تحرك الفتات الصخرى فى هيئة كتلية en masse بواسطة الانزلاقات الأرضية Landslides، والانهيارات Avalanches، والتدفق الأرضى Earth-Flow، وزحف التربة Soil Creep، وانسياب التربة Solifluxion، وكلها ترتبط فى حركتها ارتباطاً مباشراً بالجاذبية الأرضية.

ويقصد بكلمة تعرية Erosion فى الغالب تأثيرات نحت الماء الجارى، والجليد المتحرك، والأمواج، والرياح المجهزة بالحطام الصخرى الذى أنتجته وأعدته أصلاً عمليات التجوية فى الصخور. والكلمة بهذا المعنى تصبح مرادفة لمصطلحى النحت Corrasion والبرى Abrasion. والتمييز بين التعرية Erosion والتجوية Weathering يصبح واضحاً، فالفرق يتمثل فى الأولى فى حركة حبيبات الصخر. لكن التفريق بين التعرية Erosion والنقل Transport لا يكون دائماً بهذا الوضوح.

مثال ذلك، قد يتمكن جدول ماء من نحت مجرى عميق محدد الجوانب Gully فوق منحدر مغطى بغطاء سميك من مواد التجوية، بواسطة التقاط الحبيبات المفككة، لكن قاعه لا يصل إلى الصخر المندمج أسفله. فالجدول فى هذا المثال يقوم بعملية إزالة للمواد أى عملية نقل، وفى نفس الوقت مشغول بنحت المجرى، من خلال التقاطه للحطام الصخرى الذى يشكل حمولة متحركة، التى باصطدامها بجوانب المجرى وبقاعه، تزيح فتاتاً صخرياً مفككاً من مكانه، أى بمعنى آخر تتسبب فى إحداث تعرية Erosion.

ويستخدم تعبير Erosion أحياناً للدلالة على التحلل الكيميائى للصخور بواسطة المياه المتحركة. ومثل هذا التحلل الكيميائى Chemical Erosion قد يحدث فى صخور جيرية ساحلية، حيث تغزو الصخر عملية النحت Corrasion وأيضاً عملية الإذابة الكربونية. ولاشك أن الأخيرة تعد عملية تجوية، لكن كلا العمليتين: التحلل الكيميائى

Corrosion والنحت Corrasion، هما نتاج فعل الأمواج، ويتعاونان فى إنشاء شكل أرضى واحد وهو الرصيف البحرى التحاتى. وهناك من العمليات الأخرى ما يمكن اعتباره تعرية Erosional، مثل تكسير شظايا الصخور بواسطة الضغط الهيدروليكى، أو بواسطة الاقتلاع الجليدى Glacial Plucking، وهى عملية مماثلة لتجوية الصقيع.

أنواع التجوية

تعد التجوية بمثابة المرحلة الأولى فى تعرية البيئة الطبيعية، وهى كما أسلفنا عملية ثابتة لا يرتبط بعملها التحرك أو الانتقال. ويقتصر فعلها على تفتيت الصخر وإعداده لكى ينقل بعد ذلك عن طريق عامل أو آخر من عوامل التعرية كالماء الجارى أو الجليد المتحرك أو غيرهما.

وتنقسم التجوية إلي نمطين:

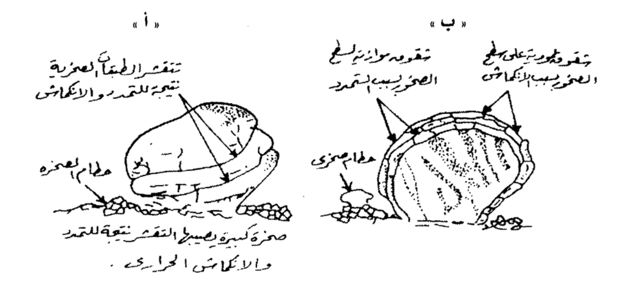
١- تجوية ميكانيكية أو طبيعية Mechanial or Physical ويقصد بها العمليات التى تؤدى إلى تحطيم الصخر وتجزئته إلى مفتتات بشرط أن يظل تركيبه ثابتاً دون أن يتغير.

٢- تجوية كيميائية Chemical وهى التى تعمل على تحلل الصخر وتحويل بعض من مكوناته المعدنية إلى معادن أخرى قد تختلف فى الشكل والتركيب عن حالتها الأصلية.

التجوية الميكانيكية

وهى تمارس عملها فى تحطيم الصخور بثلاث طرق:

١- **الاختلاف اليومي الكبير في درجات الحرارة:** ويتضح تأثير ذلك على الخصوص فى الجهات الصحراوية حيث يصفو الجو ويشتد الجفاف. ففى النهار تلهب الشمس بأشعتها سطح الأرض فتعظم الحرارة، وفى الليل يحدث الاشعاع الأرضى السريع للحرارة وتهبط هبوطاً كبيراً. وتتعرض أسطح الصخور فى تلك الجهات تعرضا مباشراً للتغيرات الحرارية اليومية الحادة، فتتمدد بالنهار وتنكمش بالليل. ولما كانت الصخور رديئة التوصيل للحرارة، فإن تأثير التغير الحرارى ينحصر فى مستوياتها العليا دون السفلى، وتنشأ عن ذلك ضغوط Stresses خلال مكونات الصخور تؤدى إلى إحداث تكسر مواز لسطوحها. وتتفكك الصخور حينئذ فى هيئة أشرطة توازى سطوحها. وعملية التفكك بهذا الوصف تسمى عادة بالتقشر Exfoliation (شكل ١ أ ، ب).



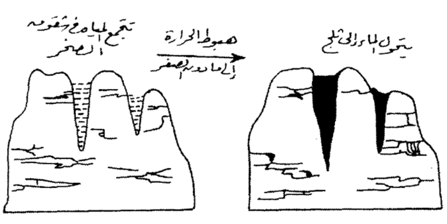
شكل (١) التجوية الميكانيكية: فعل التمدد والانكماش الحراري

وتتركب معظم الصخور النارية والمتحولة من معادن تتباين في درجات تمددها وانكماشها، نظراً لأنها تختلف فيما بينها في حرارتها النوعية. ويؤدى التباين في التمدد والانكماش إلى تحطيم الصخر، بل وإلى تكسر دقيق في مكوناته المعدنية. وتختلف المعادن أيضاً في ألوانها، ومن ثم في درجات امتصاصها للحرارة وفي مقدار التمدد الذي يؤدى بدوره إلى تصدع داخلي في الصخر. وتشير تقارير الرحالة في الجهات الصحراوية إلى حدوث أصوات تشبه فرقعة طلقات نارية، يعتقد أنها أصوات تكسر الصخور بتأثير التغيرات الحرارية. ولما كان الاشعاع الشمسي هو العامل المهم في التغيرات الحرارية، فإن العملية يطلق عليها اسم «تجوية الاشعاع الشمسي» Insolation Weathering.

٢- **التغير الحراري اليومي في الجهات الباردة:** وهنا تلعب المياه المتسربة في مسام الصخور دوراً كبيراً في تحطيمها. ففي النهار تعمل الحرارة على إذابة الجليد، فتتسرب المياه الذائبة في مسام الصخور وشروخها وتملأها. وفي الليل تؤدى البرودة الشديدة إلى تجميد المياه في المسام والشروخ، فيكبر حجمها، ومن ثم تضغط على جزئيات الصخر، وتساعد على فصلها عن بعضها (شكل ٢ أ، ب).

وظواهر تأثير عملية التجمد والذوبان أو فعل الصقيع شائعة في الحياة اليومية بالجهات الباردة. فكثيراً ما تحدث انتفاخات وتشققات في حوارى وأزقة القرى ويصعب تحريك أبواب المنازل بسبب تجمد المياه، وقد تنفجر مواسير المياه كما تتشقق أجهزة التبريد في السيارات. ويعظم تأثير الصقيع في الصخور اللينة حتى أثناء الموجات



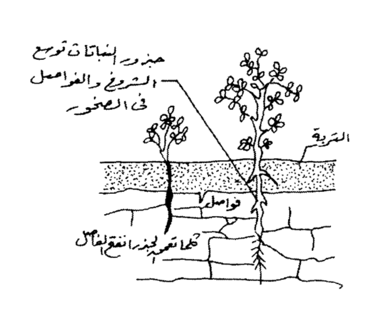


شكل (٢) التجوية الميكانيكية بفعل التجمد والذوبان

الباردة القصيرة المدى، ويحدث أحياناً أن تنفصل طبقات من أسطح المحاجر الطباشيرية بسبب نمو بلورات الثلج فى ثناياها. وتتأثر أسطح التكوينات الحصوية تأثيراً شديداً بتتابع التجمد والذوبان. فكثيراً ما يشاهد حطام صخرى سميك عند أسافل التلال (تالوس Talus) بعد مضى بضعة أيام من توالى تأثير الصقيع فى تكويناتها. وإلى فعل التجمد والذوبان يعزى أيضاً تكوين التراكمات المروحية (سكرى Scree) التى يكثر وجودها عند أسافل النطاقات الجبلية التى أصابها فعل الجليد، وهى واسعة الانتشار فى أرجاء وسط أوربا وشمالها التى تأثرت بجليد عصر البلايوستوسين.

٣- فعل الكائنات الحية:

وهى عامل طبيعى يضاف إلى عوامل التجوية الميكانيكية. فجذور الأشجار تستطيع التداخل والتعمق فى الصخور التى تكتنفها الفواصل والشروخ ومثلها الصخور الطباشيرية (شكل ٣) وقد تساعد الحيوانات فى نبش الحطام الصخرى الذى تعرض جزئياً من قبل لتأثير التجوية. ولعل فعل الأرانب أوضح مثل لذلك.



شكل (٣) النبات كعامل تجوية ميكانيكية

التجوية الكيميائية

وهى تنشأ عادة من تفاعل غازات الجو كالأوكسجين وثانى أكسيد الكربون وبخار الماء مع العناصر التى تتألف منها معادن الصخور. ومن ثم يمكن التمييز بين العمليات الآتية التى تحدث بواسطتها تجوية الصخور كيميائياً:

١- **عملية الأكسدة:** Oxidation: ويقصد بها إضافة مزيد من الأوكسجين إلى تركيب المعادن الحديدية التى توجد فى المستويات التى تعلو مستوى الماء الأرضى. مثال ذلك ما يحدث للصخور الرسوبية الطينية التى تتميز بلونها الأزرق أو الرمادى (لاحتوائها على مكونات حديدية) طالما كانت بمعزل عن الهواء. وحينما تتعرض للجو تتأكسد مكوناتها الحديدية فيتحول لونها إلى اللون الأحمر أو البنى. وتبدو هذه الظاهرة واضحة فى الأراضى التى تتركب من صلصال جلاميدى أو طين، فنشاهد مستوياتها العليا بنية اللون، بينما ترى طبقاتها السفلى رمادية ضاربة إلى الزرقة.

٢- **عملية التميؤ** Hydration: ويقصد بها اتحاد الماء أو بخاره مع بعض العناصر التى تتألف منها معادن الصخور فتكبر وتتمدد. وينشأ عن هذا التمدد ضغوط تؤثر فى الصخر، وتعمل على إضعافه وتفككه، ومن المعادن التى تقبل التميؤ معدن أنهيدريت Anhydrite (كبريتات كالسيوم لا مائية) فيتحول باتحاد الماء إلى جبس (كبريتات كالسيوم مائية).

٣- **الإذابة البسيطة** Solution: وهى ليست شائعة الحدوث فى الطبيعة. فالمعادن التى تقبل الذوبان العادى فى الماء كالملح الصخرى (هاليت) قليلة للغاية وهى فى نفس الوقت لا تدخل فى تركيب الصخور إلا نادراً. ومع هذا فقد تكون الإذابة البسيطة ذات أهمية خاصة فى بعض المناطق التى يكثر فيها وجود صخور ملحية.

٤- **عملية الكربنة** Carbonation **أو الإذابة بمساعدة الحوامض:** وهى مهمة فى التحلل الكيميائى للصخور الجيرية والدولوميتية الواسعة الانتشار على سطح الأرض. ومؤدى هذه العملية أن مياه الأمطار تذيب بعضا من غاز ثانى أوكسيد الكربون الموجود فى الجو، فتتحول المياه إلى حامض كربونيك مخفف. وهذا الحامض له القدرة على إذابة كربونات الكالسيوم، وهى المادة التى يتركب منها الصخر الجيرى، وتحويلها إلى بيكربونات الكالسيوم، وهذه تقبل الذوبان فى الماء. ومن ثم تذوب وتتحول إلى محلول مائى يضاف إلى المياه الأرضية.

وبيكربونات الكالسيوم فى الواقع غير ثابتة إذ أنها قد تترسب فيما بعد مكونة لما يعرف بالتوفا الكلسية.

ويوثر الماء العادى فى تحلل بعض معادن الصخور النارية كالفلبارات، وهى، كما نعلم مجموعة من المعادن الهامة التى تدخل فى تركيبها. فهو يتفاعل مع الأورثوكلاس (فلسبار بوساتى) ويؤدى إلى تكوين أيدروكسيد بوتاسيوم وحامض سليكات الألومنيوم. والأخير غير ثابت رذ يتحلل مكوناً لمعادن صلصالية وسليكات غروية. ويزداد التفاعل بوجود ثانى أوكسيد الكربون، وهو متوفر فى الجو. وهو يتفاعل مع أيدروكسيد البوتاسيوم منتجاً لكربونات بوتاسيوم وماء. ويهمنا من ذلك كله أن الصخر يتحول بالكربنة والإذابة من حالة الأندماج والصلابة إلى حالة من التفكك والتحلل ويسهل معها بعد ذلك اكتساحه وإزالته.

وشبيه بهذا تأثير مجموعة من الأحماض تعرف بالأحماض العضوية المشتقة من تحلل المواد النباتية. وهى ذات فعل شديد على الصخور الطباشيرية بل وعلى الصخور النارية أيضاً. فهى تحلل المعادن الفلسبارية المكونة لها، ومن ثم تعمل على إضعافها. وأهم انجازات هذه العمليات الكيميائية تتلخص فيما يلى:

١- تضعف بناء الصخر، عن طريق غزو معادن معينة تدخل فى مكونات الصخور النارية والمتحولة، لكنها تهاجم مكونات الصخور الكربونية كلها بلا استثناء، كما تغزو المواد اللاحمة لبعض الصخور الرسوبية.

٢- تسبب ضغوطاً فى داخل الصخر عن طريق إحداث تمدد لمعادن معلومة.

٣- تنتج مركبات كيميائية تزول بالإذابة، تاركة وراءها رواسب متبقية. وتتألف هذه الرواسب من نتاج متحلل يعرف بالمعادن الصلصالية، إضافة إلى مواد تبقى فى الصخر لا تستجيب للتحلل الكيميائى. ولهذا فإن الجرانيت حينما تصيبه التجوية الكيميائية، تتحول مكوناته من معادن الفلسبار إلى صلصال كاوولينى، بينما يتبقى الكوارتز «الثابت» فى هيئة حبيبات. وتتركب بعض الرواسب المتبقية، التى تخلفت عن تجوية كيميائية طويلة المدى، كلية من «شوائب صخرية» لم تؤثر فيها العمليات الكيميائية إلا قليلاً. ومن أشهر أمثلتها رواسب الصلصال المختلط بالصوان Clay - with - Flint فى مناطق الصخور الطباشيرية بانجلترا، الذى يمثل جزئياً بقايا متخلفة عن عمليات الإذابة الكربونية التى كانت نشطة منذ الزمن الثالث. ومثال آخر نراه فى التربات الصلصالية الحمراء التى تتواجد فى كثير من المناطق التى تتألف من صخور جيرية.

التجوية بفعل الكائنات الحية

(تجوية كيميائية وميكانيكية)

تقوم النباتات والحيوانات، والإنسان ذاته بدور مهم للغاية فى عمليات التجوية ونشوء الأشكال الأرضية الناجمة عن التجوية.

فالنباتات الكبيرة الحجم كالأشجار توسع الشقوق والفواصل فى الصخور بواسطة ضغط جذورها النامية، وهى تستطيع تحريك الجلاميد الثقيلة، وإذا ما حدث ونمت قرب حواف المنحدرات الشديدة، فإنها تتمكن من تحطيم الجروف. كما أن هبات الرياح تجعل سيقان الأشجار تتمايل وتخلخل التربة، وتعرضها للسفى الهوائى، ومن ثم تعريض أسطح صخرية جديدة للتجوية. وتتداخل جذور الأشجار إلى أعماق تتراوح بين ٣ - ٦ متر فى العادة، لكن قد تتغلغل الجذور إلى أعماق أكثر من ذلك بكثير، فقد تم تسجيل أعماق لجذور وصلت إلى ٥٠ متراً. وتخلق الأشجار الكبيرة حيثما تكاثرت نوعاً من «المناخ الخاص الدقيق»، على سطح الأرض، الذى بدوره يؤثر فى أنماط التجوية الأخرى، كما تضيف الجذور مساعدة للتجوية الكيميائية.

وتستخلص النباتات المواد الغذائية من التربة، ثم تعيدها إليها حينما تنفض أوراقها وتنثرها على التربة فتحلل وتضاف إليها، وبالتالى تتولد دورة للعناصر الكيميائية. ويترتب على ثانى أوكسيد الكربون الذى توفره النباتات نتائج مهمة. ذلك أن تركيز ثانى أوكسيد الكربون فى أجواد التربة يكون أكبر بكثير مما هو فى الجو العادى، ويكون للماء الذى يتخلل مثل هذا الجو المفعم بثانى أوكسيد الكربون تأثير فى إذابة الصخور الجيرية يفوق تأثير مياه المطر العادية.

وتؤثر الجذور البالية فى التربة، وتنشأ بدلاً منها أنابيب من أكاسيد الحديد وكربونات الكالسيوم. ويفرز نثار الأوراق المتعفنة مركبات عضوية التى تمثل عوامل تعقيد، وهذه تساعد حركة العناصر المختلفة، خاصة عنصر الحديد، خلال قطاعات التجوية وقطاعات التربة، وهى مهمة على الخصوص فى تكوين تربات البودسول .Podsol

وللنباتات الصغيرة تأثيرات مهمة فى التجوية، فالفطر والطحالب والأشنة Lichen (اتحاد الفطر مع الطحالب) تمارس تأثيراً طبيعياً ميكانيكياً فى الحفر الصغيرة، وتساعد فى التأثيرات الكيمياءية عن طريق التنفس واستخلاص المواد المغذية، كما تعاون التجوية الكيميائية البسيطة عن طريق احتفاظها بالرطوبة. وتعيش مجمعات النباتات المجهرية الدقيقة فى داخل مسام الصخور وفى الرواسب المجواه، وبالتالى تضعفها وتحللها. وتنشئ نباتات الأشنة حفر تجوية دقيقة. وينشأ طلاء الصحراء Desert Var-nish فى بعض مناطقها عن طريق نشاط تجوية نوع من الطحالب الزرقاء والخضراء، والطلاء الصحراوى عبارة عن غشاء مشرق لامع يتألف من أكاسيد الحديد والمنجنيز.

وتساعد الحيوانات فى نبش الحطام الصخرى الذى تعرض جزئياً من قبل لتأثير التجوية، كما تحفر فى الصخور جحوراً، لكن أهم مساهماتها فى التجوية تكرار خلطها ومزجها لمواد التربة. وتبعاً لذلك تتعرض مواد جديدة لفعل التجوية. فالحيوانات الحفارة كالأرانب والخلد Mole وكلاب البرارى كلها قلابة للتربة، وبعضها يحفر أنفاقاً أو يبنى ربى وأكواماً من الأتربة.

أما النمل الأبيض Termites فيعتبر عاملاً مصنفاً وفارزاً لمكونات التربة. فهى تبنى مساكنها التى تسمى تيرميتاريا Termitaria من حبيبات لا يزيد قطرها على ملليمتر واحد. ولعل هذا من بين أسباب تشكيل الصفوف الحجرية Stone Lines التى يشيع وجودها فى التربات المدارية. وهى عبارة عن أشرطة من الحصى، تبدو منتظمة كصفوف فى مقاطع مستعرضة، تبدو مكشوفة فى الخنادق أو فى قواطع الطرق، وهى التى تحدد الاتصال بين التربة المفروزة التى كومها النمل لبناء مساكنه، والمواد الصخرية الخشنة أسفلها.

وتمرر الديدان الأرضية مكونات التربة الدقيقة خلال أجسامها، وتطرحها على السطح، ومن ثم تنتج خليطاً من المعادن والمواد العضوية. وللديدان الأرضية غدد تحتوى على كربونات الكالسيوم. ولقد وجد فى بعض التربات أن السبب فى عدم حامضية مستواها العلوى، رغم حامضية مستواها السفلى، يرجع إلى تراكم عقد صغيرة فى حجم الرمال من كربونات الكالسيوم اشتقت من الديدان الأرضية الميتة. ومع أن هذه العملية ليست بذات أهمية كمية، فإنها مثال طيب لمختلف الطرق وتنوع الوسائل التى بها تتمكن الكائنات الحية من التأثير ومعاونة عمليات التجوية.

وهناك أساليب أخرى متنوعة للتجوية بتأثير الكائنات الحية. فأنواع من القواقع تحفر ثقوباً فى الصخر الجيرى، وروث الطيور ينحت الصخر الجيرى كيميائياً وعن طريق التفاعل ينشئ معادن جديدة. وتستطيع الخفافيش أن تنبش أسقف الكهوف وتجويها ميكانيكياً، أو عن طريق التفاعل مع ذرقها (روثها أو فضلات هضمها) كيميائياً. وفى النطاقات الساحلية، تحفر بعض الحيوانات حفراً فى الصخر ميكانيكياً، أو عن طريق إفرازاتها كيميائياً. ويساعد ثانى أوكسيد الكربون الذى تزفره النباتات والحيوانات فى إذابة كربونات الكالسيوم المكونة للجروف الساحلية. وقد تفكك السراطين Crabs عن طريق حشر أجسامها داخل الشقوق التى تكتنف الصخور، كما تتغذى بعض الأسماك بالمراجين.

ويبقى الإنسان، تاج الخليقة، وأثره الفعال كعامل تجوية. فالإنسان حينما يحفر الأرض ويحرث التربة يؤثر فى عمليات التجوية على سطح الأرض تأثيراً مباشراً، كما

أنه يؤثر فى مسار التجوية العضوية الحيوية حينما يغير ويبدل فى الأنواع النباتية سواء بطريق الصدفة أو بواسطة الزراعة. وينتج الإنسان عن طريق الصناعة كميات كبيرة من الفضلات الصلبة، ويعتمد فى تحليلها والتخلص منها على عمليات التجوية.

وتغير أوجه النشاط الصناعى المتنامية فى تركيب الغلاف الجوى. ويؤدى تكون ثانى أوكسيد الكربون وثانى أوكسيد الكبريت إلى زيادة الحامضية وبالتالى تنشيط التجوية الكيميائية فى الصخور المكشوفة. ولقد تكفى التغيرات فى المحتوى الجوى من ثانى أوكسيد الكربون للتأثير على مناخات العالم، أو على إذابة الكربونات فى البحار والمحيطات. والواقع أن التجوية صلة ورابطة مهمة بين الإنسان وبيئته. ولعل الفهم الصحيح لهذه الصلة يوقظ الإنسان لكى يعمل على تقوية قدراته لمواصلة الحياة على سطح الأرض.

العوامل التي يتوقف عليها فعل التجوية

يؤثر فى درجة التجوية ونوعها عدة عوامل أهمها:

أ) **التركيب المعدني للصخور:** تتركب الصخور من معادن متباينة، وكل معدن يختلف عن الآخر فى درجة تأثره بالتجوية. ولذلك فإن الصخور التى تتكون من معادن مقاومة للتجوية كالجرانيت لا تتحلل بسهولة، بعكس الصخور التى تتألف من معادن قابلة للتجوية (الكربنة) كالصخر الجيرى. ومن الممكن تنظيم المعادن التى يشيع وجودها فى الصخور الفلزية على أساس قابليتها للتأثر بالتجوية الكيميائية. وفى القائمة التالية وضعنا أكثر المعادن تأثراً بالتجوية على رأسها، وأقلها تأثراً بها فى نهايتها:

معادن داكنة	معادن فاتحة
أولفين	....
	بلاجيوكلاس جيرى
أوجيت	....
....	بلاجيوكلاس جيرى صوديومى
هونبلند	....
....	بلاجيوكلاس صوديومى جيرى
بايوتيت	....
	أورتوكلاس
	موسكوفيت
	كوارتز

ويتضح من القائمة أن المعادن الداكنة هى أكثر المعادن قابلية للتأثر بالتجوية الكيميائية، وهى تدخل فى تركيب الصخور القاعدية والفوق قاعدية بنسب كبيرة، بينما المعادن الفاتحة قليلة التأثير بالتجوية، وهى تدخل فى تكوين الصخور الحامضية، وبناء على هذا فإن الصخور الحامضية أقل من القاعدية تأثراً بالتجوية الكيميائية. ولنتخذ لذلك مثلاً صخر الجرانيت وصخر الجابرو. فالأول يتركب أساساً من الكوارتز والأورتوكلاس والموسكوفيت والبايوتيت. وبالرجوع إلى القائمة السابقة سنرى أنها جميعاً من المعادن القليلة التأثر بالتجوية الكيميائية. أما الجابرو فيتركب أساسا من الأوجيت والبلاجيوكلاس الجيرى الصوديومى، وهما من أكثر المعادن قابلية للتأثر بالتجوية الكيميائية.

ولا يتأثر الكوارتز والموسكوفيت بالتجوية الكيميائية، ومن ثم فإنهما يتفككان من الصخر على هيئة حبيبات وشرائح، بينما تتحول المعادن الفلسبارية والحديدية المغنيسية إلى معادن صلصالية. وتبعاً لذلك فإن نتائج تجوية الصخور الجرانيتية يكون عادة أخشن من نتائج تجوية صخور الجابرو. ولهذا أثره فى تربة الحطام الصخرى الجرانيتى التى تكون عادة أقل خصوبة من تربة الفتات الجابرويدى. فضلاً عن أن الأخيرة تحتوى على نسب أكبر من الكالسيوم.

ب) نسيج الصخر ومظهره: ويقصد بذلك حالة التبلور التى يكون عليها الصخر، فيما إذا كان كبير الحبيبات أو دقيقها، بورفيرى المظهر أو زجاجياً، ثم نظام ترتيب البلورات ودرجة اندماجها وتماسكها ببعضها، وعادة ما يكون الصخر الكبير الحبيبات أسرع تأثراً بالتجوية من الصخر الدقيق الحبيبات، وذلك حينما يتماثل الصخران فى تركيبهما المعدنى. وفى الصخور الكبيرة الحبيبات غالباً ما يترتب على تجوية معدن من مكوناتها تأثير أكبر من تجوية نفس المعدن فى الصخور الدقيقة الحبيبات، نظراً لأن الأخيرة تتميز بنسيج أكثر تماسكاً واندماجاً.

جـ) صلابة الصخور: تتباين الصخور تبايناً كبيراً فى صلابتها، وذلك لاختلاف تركيبها المعدنى، وطبيعة تماسكها، ودرجة اندماجها، وتلاحمها الذى يكون أحياناً انعكاساً لعمرها فى حالة الصخور الرسوبية المدفونة أسفل سمك هائل من الصخور الأحدث، ومن ثم يشيع استخدام تعبير «صخور صلبة قديمة».

وصلابة معادن الصخور تقاس بمقياس صلابة نسبى يعرف بمقياس موس Mohs الذى يتدرج من رقم (١) الذى يعبر عن المعدن اللين الضعيف جداً، إلى الرقم (١٠) الذى يشير إلى أصلب المعادن. ومن المعادن التى يكثر دخولها فى تركيب الصخور

المعادن الآتية مرتبة حسب صلابتها: الجبس (٢)، والكالسيت (٣)، والفلسبار الأورثوكلاسى (٦)، ثم الكوارتز (٧).

ومعظم الصخور النارية صلبة، لأنها تتألف من معادن صلبة، غالباً من الفلسبار الأورثوكلاسى، والبلاجيوكلاسى والكوارتز، كما أن تلك المعادن قد اندمجت ببعضها اندماجاً شديداً أثناء عملية التبريد والتبلور.

أما الصخور الرسوبية فمعظمها لين، رغم أنها تحوى معادن قد تكون غاية فى الصلابة. فالصخر الرملى مثلاً قد يتألف من حبيبات الكوارتز الشديد الصلابة، لكنه قد يكون ضعيفاً جداً، لأن حبيبات الكوارتز تكون ملتحمة ببعضها بمادة لينة مثل كربونات الكالسيوم. لكن إذا ما كانت المادة اللاحمة شديدة التحمل والمقاومة، فإن الصخر يكون بالتالى صلباً. فالكوارتزيت الذى يتألف من حبيبات الكوارتز الملتصقة ببعضها بمادة السيليكا، من أكثر الصخور مقاومة للتجوية، فهو أكثر صلابة وتحملاً من الصخر الجيرى المثالى مائة وخمسين مثلاً.

وينبغى أن نشير إلى أن صلابة الصخر ليست العامل المهم فى تقرير مدى مقاومة الصخر لعمليات التجوية كما قد يتبادر إلى الاذهان. فالحقيقة أن صلابة الصخر تأتى فى الترتيب بين العوامل القليلة الأهمية فى مقاومة التجوية، وإن كانت مهمة فى مقاومة التعرية Erosion، فهى ضعيفة أمام التجوية الكيميائية، وإن كانت تبطئ فعل التجوية الميكانيكية. والمهم هو أن كل الصخور الصلبة تقريباً تحتوى على نقاط ضعف إما فى بنائها كالفواصل والكسور، أو فى تركيبها الكيميائى، مما يجعلها عرضة لعمليات التجوية الكيميائية.

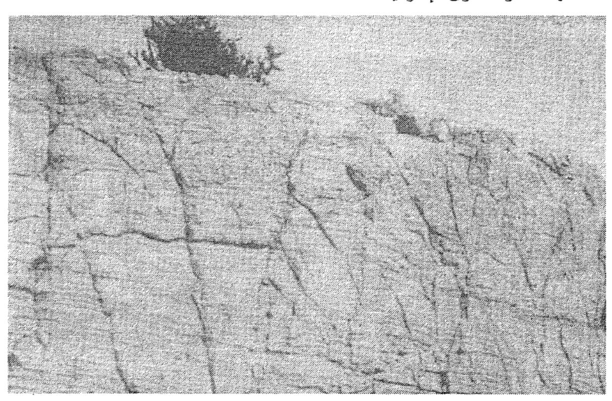
ومع هذا فهناك من الصخور الصلبة ما يقاوم التجوية الميكانيكية والكيميائية لفترات طويلة من الزمن .. ففى مناطق الصخور الطباشيرية بانجلترا توجد جلاميد صخرية وحصى صوان تتألف جميعاً من السيليكا، قد قاومت عمليات التجوية بأنواعها المختلفة، وبقيت حتى الآن منذ أعصر الزمن الثالث.

د) **بناء الصخور:** فالصخور تحوى فواصل Joints ومنها الصخور النارية، وسطوح انفصال Bedding Planes كالصخور الرسوبية الطباقية، أو تتميز بما يشبه الطباقية (النسيج الورقى أو الصفائحى) كالصخور المتحولة. ومثل هذه التراكيب الثانوية تساعد عوامل التجوية مساعدة فعالة، لأنها تزيد من مساحة أسطح الصخور المعرضة لغزو العمليات الكيميائية، وتسمح بنفاذ المياه والأوكسجين، وتمثل خطوط ضعف تستغلها العوامل الميكانيكية كأسافين الجليد. وكلما كثر وجودها فى الصخر كلما ازداد تأثره

بالتجوية. وفضلاً عن ذلك فإن الصخور التى يصيبها الالتواء والانكسار أكثر تعرضاً للتجوية من غيرها، نظراً لما يحدث بها من تصدع وتفلق يضعفانها.

والفواصل ظاهرة شائعة الوجود فى جميع أنواع الصخور. وهى تنتظم فى مجموعات حيث توجد بوفرة. وإذا وجدت مجموعة واحدة منها فى الصخور فإنها تقسمها إلى كتل صخرية متوازية ذات اتجاه واحد. وعادة ما نجد – على الأقل – مجموعتين واضحتين من الفواصل تتقاطعان بزاوية كبيرة. وينشأ من انتظام مجموعتين متقاطعتين أو أكثر ما يعرف بالنظام المفصلى Joint System. وعدا سطوح الانفصال Bedding Planes الطبيعية التى تفصل بين طبقة رسوبية وأخرى، نجد النظم المفصلية تقسم الصخور الرسوبية الطباقية إلى كتل صخرية متلاصقة. وكلما كان الصخر دقيق الحبيبات كلما كانت الفواصل أحد، وبالتالى يزداد تحديد الكتل الصخرية وضوحاً (شكل ٤).

وهناك عدة أسباب يعزى إليها تكوين الفواصل. فقد تنشأ فى الصخور الرسوبية نتيجة لعمليات الشد الناتجة عن تقلص وانكماش تلك الصخور بسبب تجفيفها حالما تظهر فوق سطح البحر، وقد تتكون نتيجة لعمليات الإنثناء والتقوس التى تصيب الصخور أثناء معاناتها لضغوط القوى الإلتوائية.

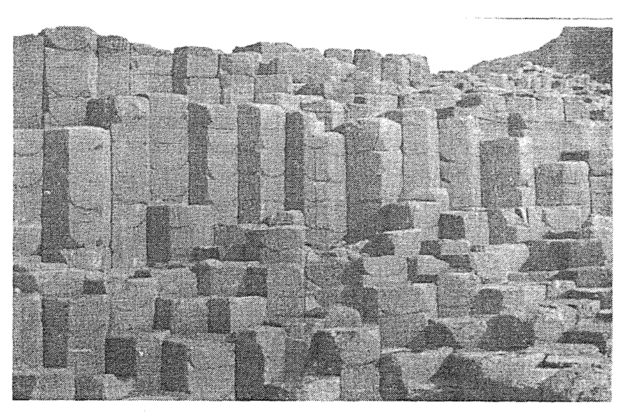


شكل (٤) فواصل تقطع طبقات أفقية من الصخور الرسوبية. ويتضح وجود مجموعتين من الفواصل تتقاطعان بزوايا قائمة

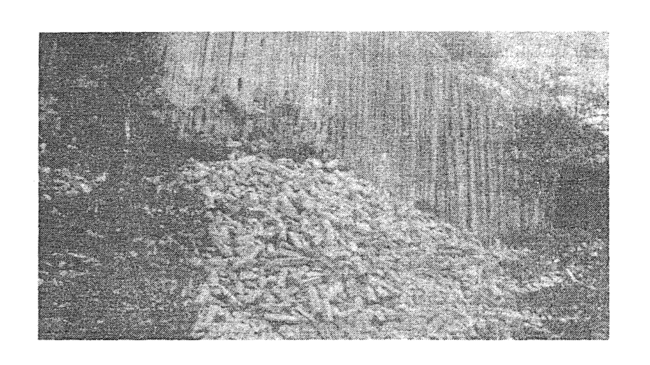
وتتكون الفواصل فى الصخور النارية بسبب عمليات التقلص والانكماش التى تنشأ من تبريد تلك الصخور عقب تحولها من الحالة المنصهرة إلى الحالة الصلبة. وتظهر الفواصل بأشكال عديدة تتوقف على معدل درجة التبريد وعلى حجم وشكل الجسم النارى. فالكتل الجرانيتية الضخمة تتميز بسطوح مفصلية تقطعها وتقسمها إلى كتل صخرية أو منشورات كبيرة. أما الصخور الدقيقة الحبيبات التى تكون السدود الرأسية والأفقية ومخازن اللاكوليت الصخرية فتقسمها عادة فواصل متجاورة متقاربة الأبعاد إلى قطع صغيرة حادة الحواف.

وهناك نوع خاص من الفواصل ينشأ عن عمليات التقلص التى تحدث فى الصخور النارية عند تبريدها يؤدى إلى تكوين المظهر العمدانى Columnar Structure للصخور. ويتضح هذا المظهر ويكثر فى تكوينات السدود الرأسية والأفقية وفى نطاقات اللافا السميكة، حيث نجد العديد من الفواصل المتقاطعة التى تقسم الصخور إلى منشورات متلاصقة، تتميز باختلاف عدد حوافها، ولكنها عادة ما تبدو سداسية الشكل (شكل ٥، ٦).

وتختلف هذه المنشورات فى أحجامها إذ تتراوح أقطارها بين بضع سنتيمترات إلى عدة أمتار، أما طولها فيصل إلى نحو ١٥٠ متراً. ومثل هذه الأشكال المسدسة فى منطقة



شكل (٥) الفواصل السداسية والمظهر الصخري العمداني المسدس المقطع



شكل (٦) البناء العمداني للصخور البازلتية

جيانتس كوزواى Giant's Couseway الشهيرة فى شمال أيرلندة. ومثلها أيضاً الأعمدة البازلتية السداسية المقطع فى منطقة هيجاو Hegau فى مقاطعة الشافهاوزين Schaff-hausen فى جنوب ألمانيا.

وهناك أمثلة أخرى لها فى غرب الولايات المتحدة فى منطقة ديفلزبوست بايل Devil's Post-Pile فى وادى سان جواكين San Joaquin بكاليفورنيا، وبرج الشيطان بشمال ولاية ويومنج. وتكون هذه الأعمدة دائماً عمودية على مسطح التبريد الرئيسى، ولهذا فإنها تكون رأسية فى السدود الأفقية المستوية وفى أشرطة اللافا، بينما نجدها أفقية فى السدود الرأسية.

وفى الصخور البللورية كالجرانيت والنيس يحدث تمدد Dillation عقب انزياح ضغط ما فوقها من سمك ضخم من الصخور بواسطة عمليات التعرية.

وفى الصخور البالورية كالجرانيت والنيس يحدث تمدد Dillation عندما تتمكن عوامل التعرية من اكتساح سمك ضخم من الصخور التى كانت تغطيها. فحالما ينزاح ضغط هذا الثقل العظيم من الصخور السطحية فإن كتلة الصخور البللورية ترتد فى اتجاه رأسى إلى أعلى، فتنشأ فواصل موازية للسطح، وهذا ما يسمى بالفواصل الشريطية Sheet Jointing وتبدو الكتلة الصخرية حينئذ وقد تفسخت إلى طبقات تشبه فى هيئتها

شكل طباقية الصخور الرسوبية، وتعرف لهذا أحياناً باسم «أسطح الطباقية الكاذبة Pseudo - bedding planes».

وتعاون الفواصل عمليات التجوية بطرق متعددة منها:

١ – تتركز التجوية الكيمائية بواسطة ماء المطر الحامضي على طول الفواصل وسطوح الانفصال الطبقي. وعادة ما يرتبط بالفواصل الرئيسية تكوين الدولينات Do-lines والوديان الجافة، والبالوعات، والكهوف، والمجارى الباطنية فى مناطق الصخور الجيرية الرطبة. وتنشأ الكهوف والمغارات فى باطن المناطق الجيرية حيثما تجاورت الفواصل وتكاثفت، واشتدت لذلك فعل الإذابة الكربونية.

وفى المناطق التى تتركب من صخور جرانيتية، قد ينقسم الصخر إلى كتل شبه مكعبية الشكل نتيجة لفعل التجوية الكيمائية على طول الفواصل الرأسية (التى نشأت عن الانكماش) وعلى امتداد أسطح الانفصال الطبقى الكاذبة الأفقية. أما فى الأراضى الجرانيتية التى تكثر فيها الفواصل وتتجاور وتتلاصق، فقد تم تجوية الجرانيت كلية، وذلك لأن الفلسبارات والمعادن الحديدية – المغنيسية التى تدخل فى تركيبه غير ثابتة، فتتحول ويتبقى الكاوولين المحتوى على حبيبات الكوارتز. أما حيث تتباعد الفواصل وتتسع ويقل التحلل والتآكل نسبياً، تنشأ تحت السطح جلاميد مستديرة شبه كروية Spheroidal نتيجة لتآكل جوانب وهوامش الكتل الصخرية المستطيلة والمكعبية.

وقد ينشأ نسيج صخرى مظهرى أشبه بنسيج قرص عسل النحل Honey comb، حيثما تكون المواد اللاحمة لمكونات الصخر أشد مقاومة للتجوية من مادة الصخر ذاته. فتتحلل مادة الصخر مكونة لحفر تفصل بينها جدران أصلب من المادة السمنتية.

٢ – تعاون الفواصل عملية أسفنة الصقيع والجليد Frost and Ice Wedging فى الأراضى التى يسودها المناخ الجليدى وشبه الجليدى. ذلك أن المياه تنفذ بسهولة خلال الفواصل أثناء النهار، وتتحول إلى ثلج أثناء الليل. وحينما يبرد الماء وتنخفض حرارته من ٤ درجة مئوية إلى الصفر المئوى، يزداد حجمه بنسبة العشر (١٠ ٪)، وحينئذ تعانى جوانب الفواصل من ضغط هائل يعادل ما يقرب من طن (١٠٠٠ كيلو جرام) على السنتيمتر المربع. وبمرور الزمن يتكسر الصخر إلى كتل زاوية مشكلة لما يعرف بالألمانية باسم بحر الكتل الصخرية Felsenmeer أو فرشات الكتل الصخرية Block - Spreads.

وتعد الفواصل الكثيرة المتجاورة فى الصخور الطباشيرية فى جنوب انجلترا، أحد العوامل الرئيسية فى شدة تأثرها بظروف مناخ هوامش الجليد Periglacial Conditions، أثناء عصر البلايوستوسين، وتحللها وتآكلها مسببة لتراجع شديد

للمنحدرات من جهة، ولتراكم كميات ضخمة من رواسب ومخلفات تلك الصخور. وما يزال تأثير التجوية فى تلك الصخور واضحاً جلياً حتى تحت تأثير الظروف المناخية الحالية.

٣- تعتمد عملية التقشر Exfoliation اعتماداً كبيراً على الفواصل الشريطية Sheet Jointing، التى تنشأ عن عمليات التمدد بسبب انزياح الضغط عن الصخور السفلى، عندما تكتسح عوامل التعرية ما فوقها من صخور، على نحو ما شرحناه سابقاً.

هـ) المنـــاخ: وهو يؤثر فى الأهميـة النسبيـة لمختلف أنواع التـجـوية. فـالتـجـوية الميكانيكية تسود فى الأقاليم الجافة، حيث يعظم التباين الحرارى بين النهار والليل، وفى الأقاليم الباردة حيث يشتد فعل الصقيع بواسطة تتابع التجمد والانصهار. بينما يسود فعل التجوية الكيمائية فى الأقاليم الرطبة سواء كانت معتدلة أو حارة، وإن كان تأثيرها يشتد كلما ارتفعت الحرارة، ذلك أن كثافة التفاعل الكيميائى تتضاعف مع كل ارتفاع فى درجات الحرارة مقداره ١٠ درجة مئوية.

ويمكننا، من وجهة نظر التجوية، تقسيم مناخات العالم بصورة مبسطة للغاية إلى خمسة أنماط رئيسية:

١- المناخات الرطبة المدارية:

تتعاون الحرارة المرتفعة والأمطار الغزيرة، سواء كانت موسمية أو معظم العام أو كله، فى إحداث تجوية كيميائية غاية فى النشاط والكثافة. وإذا ما استثنينا المنحدرات الشديدة حيث تنشط التدفقات الطينية والانزلاقات الأرضية، نجد غالب المواد المجواه تبقى فى مكانها، خاصة فى مناطق الغابات المدارية، حيث تعوق جذور الأشجار زحف المواد وتمنع حركتها.

وحتى الصخور التى توصف عادة بأنها عظيمة المقاومة للتجوية، كالصخور النارية الحامضية، تتحلل إلى عمق كبير يصل إلى نحو ٣٠ متراً، بل لقد يصل العمق فى بعض الحالات الشاذة إلى ١٠٠ متر. ولقد لا يضطرب استقرار الصخر الذى أصابته التجوية إلا قليلاً، وتبقى المعادن المجواة وغير المجواة فى أماكنها فى الصخور المتهالكة. وتحتوى الطبقة الصخرية المجواة فى العادة على كتل صخرية لم تتأثر بالتجوية (تعرف بأحجار القلب Corestone أو الحشايا Woo'sacks) التى قد تظهر على السطح حينما تتمكن عوامل التعرية من إزالة ما يحيط بها من رواسب.

ومن بين أهم خصائص التجوية فى الجهات المدارية وجود حدود فاصلة سفلى حادة بين الطبقة المجواة والأساس الصخرى. ويعرف الحد الذى يفصل بينهما باسم

سطح التجوية القاعدى Basal Weathering Surface ويكون هذا السطح فى العادة وعراً غير منتظم، فتظهر فيه منخفضات أو أحواض Basins حيثما يكون الصخر كثير الفواصل فيشتد تأثره بالتجوية، أو حيث تكون معادن الصخر غير ثابتة كيميائياً، بينما تبرز فى السطح ربى وآكام قبابية الشكل Domical Rises حينما يكون الصخر مقاوماً لعمليات التجوية.

ويتضاءل فعل التجوية الميكانيكية فى المناخات المدارية الرطبة، وهو ينعدم تقريباً فى مناطق الغابات الاستوائية والمدارية المطيرة، حيث يكون الصخر الصلد مدفوناً أسفل غطاء سميك من الرواسب المجواة، ومن النبات النامى الكثيف، والنبات المتساقط المتعفن، فلا يتأثر بالتغيرات الحرارية الجوية. أما فى أراضى السفانا فإن تأثير التجوية الميكانيكية يأتى فى مرتبة ثانوية، حيث تؤثر تجوية الاشعاع الشمسى فى أسطح الصخور المكشوفة على واجهات الحافات الصخرية والجبال الجزيرية Inselberge وفيما عدا ذلك نرى الأراضى متأثرة إلى عمق كبير بالتجوية الكيميائية، وبالتقشر Exfoliation الذى تسببه غزوات التجوية الكيميائية على طول الفواصل الشريطية Sheet Joints.

٢- المناخات الجافة وشبه الجافة:

كان يعتقد أن التجوية الكيميائية مشلولة اليد فى الجهات الجافة وشبه الجافة نتيجة للجفاف، أو ندرة الرطوبة، وأن التجوية الميكانيكية هى السائدة. ففى هذه المناخات يعظم المدى الحرارى، الذى يتسبب فى تعاقب تمدد وانكماش أسطح الصخور العارية، وهذا بدوره يعمل على تفكك الصخور إلى كتل وحبيبات، وتقشر (كما كان يعتقد). وتدل خشونة مكونات رواسب المناطق الصحراوية، وقلة وجود المواد المتحللة كالصلصال، على أهمية فعل التجوية الميكانيكية أو الطبيعية فى الصخور.

وعلى الرغم من شيوع التجوية الميكانيكية فى الأقاليم الجافة، فإن التجوية الكيميائية لها أثرها أيضاً. فمهما يكون الهواء جافاً فى الصحارى، فإنه لن يخلو من قدر يسير من بخار الماء الذى قد يتكاثف فوق الصخور التى يتم تبريدها بسرعة أثناء الليل على هيئة ندى. وتعاون هذه الرطوبة معاونة فعالة فى التقشر وفى تجوية أسطح المنحدرات الشديدة والكتل الصخرية المنعزلة فى الصحارى. وقد تبين من دراسة الآثار الجرانيتية المصرية أن هناك من المواضع ما يناسب تجويتها كيميائياً. فالتماثيل التى توجد بجوار القاهرة حيث يسقط مطر قليل قد أصابتها التجوية بدرجة أكبر من زميلاتها فى صعيد مصر الأجف. وقد اتضح أيضاً أن أسافل التماثيل قد تأثرت بالتجوية أكثر من أعاليها، وذلك بسبب تعرضها للرطوبة والبلل، لاتصالها بالتربة.

ومع هذا فلا ينبغى أن نتزيد فى أهمية التجوية الكيميائية فى الجهات الصحراوية الجافة بناء على هذه الأدلة وأمثالها. فهناك من الصخور ما هو حساس وضعيف للغاية أمام غزوات التجوية الكيميائية، كالصخور الجيرية والدولوميتية، لكنها تبدو عظيمة المقاومة فى المناخات الجافة وشبه الجافة مما يدل على ضعف التجوية الكيميائية فى تلك الجهات.

٣- المناخات المعتدلة:

تتمثل فى هذه المناخات معظم عمليات التجوية. فهنا نجد التجوية الميكانيكية ممثلة فى تجوية الصقيع للصخور المكشوفة التى تكثر بها الفواصل فى الجبال وعلى واجهات الجروف والحافات. كما نجد التجوية الكيميائية بغالب أنواعها: كالأكسدة التى تصيب الصخور المحتوية على معادن حديدية، والكربنة التى تشتدُّ فى الأحجار الجيرية والطباشيرية، والإذابة الكيميائية وما يصاحبها من عمليات كربنة فى الصخور النارية. لكن المهم أن جميع أنماط التجوية لا تعمل بهمة وسرعة فى المناخات المعتدلة.

والتجوية الكيميائية هنا أنشط فى مجموعها من التجوية الميكانيكية، نظراً لأن غطاء التربة والنبات يعاونها، إذ يلائم تسرُّب مياه المطر وتخللها وتوليد الأحماض العضوية. لكن اعتدال الحرارة يعنى بطء التفاعلات الكيميائية، ومن ثم فإننا لا ننتظر أن تتعمق التجوية فى تأثيرها فى الصخور كما هى الحال فى المناخات الرطبة المدارية.

ولا تنشط التعرية الكيميائية نشاطاً كبيراً فى وقتنا الحاضر فى المناخات المعتدلة إلا فى حالات خاصة. وأظهر حالة تتمثل فى الصخور الجيرية، كما أسلفنا، حيث وجد من تحليل مياه الينابيع أنها مشحونة ببيكربونات الكالسيوم، مما يدل على أن عملية الإذابة الكربونية نشطة ومؤثرة. ومع هذا، فيمكن القول بصفة عامة أن البيئة الطبيعية فى المناطق المعتدلة الرطبة فى حالة استقرار نسبى. وإذا ما شاهدنا كميات ضخمة من رواسب ركامات سفوح Scree جبال المناطق المعتدلة، فإننا ينبغى أن نلحظ أن معظمها ظواهر حفْريَّة ومخلفات فترات الجليد البلايوستوسينية، وأن قليلاً منها ما نشأ عن تجوية الصقيع فى ظلال المناخ السائد الحالى.

٤- المناخات القطبية:

تسود هنا عملية التجوية بفعل الصقيع Frost Action، التى يطلق عليها أحياناً مصطلح «الكسر بالتجمد Congelifraction. وهذه تنتج فرشات خليطاً من الحطام الصخرى الكتلى وكميات ضخمة من الرواسب الدقيقة الناشئة عن التفكك الحبيبى للجلاميد الصخرية.

وتحدث التجوية بطريقتين رئيسيتين:

الأولى: وتحدث على أوجه الصخور العارية الشديدة الانحدار، حيث يتمكن الماء من النفاذ والدخول فى الشقوق، حيث يتجمد مكوناً لأسافين الجليد.

والثانية: فى المستوى العلوى من التربة الدائمة التجمد Permafrost الذى يتراوح بين ٢ – ٦ متراً، والذى يعرف بالمستوى أو النطاق النشط Active Zone حيث فيه يتعاقب التجمد والانصهار Freeze - Thaw يتحطم الصخر الصلب بسرعة، كما تتحرك المواد المجواة عن طريق الإنسياب Solifluxion.

وعادة ما ينظر إلى التجوية الكيميائية فى المناخات الجليدية وشبه الجليدية على أنها بغير ذات أهمية، ذلك لأن انخفاض درجات الحرارة يضعف التفاعلات الكيميائية، رغم وفرة المياه فى فصل انصهار الجليد. ومع هذا فإن التجوية الكيميائية، كما فى الصحارى الجافة، ليست مشلولة العمل. ذلك أن سوء الصرف فى المناطق المنبسطة، وتواجد التربة السفلى المتجمدة الصماء غير المنفذة للمياه، يتيح الفرصة لنمو وتراكم النبات المتعفن، ومن ثم تكوين الأحماض العضوية.

هذا وقد وجد أن المياه المنبثقة من أسفل الأحواض الجليدية، تحتوى على بيكربونات مذابة بها، وهذا يثبت نشاط عملية الكربنة. وقد يرجع ذلك إلى حقيقة أن إذابة ثانى أوكسيد الكربون فى المياه يزداد بتناقص درجات الحرارة نحو الصفر المئوى، وتبعاً لذلك يزداد تركيز حامض الكربونيك. وقد دلت القياسات التى قام بها الجيومورفولوجى الفرنسى كوربيل Corbel سنة ١٩٥٩، أنه فى «المناخات الباردة الثلجية» التى تتميز بموسمية الأرض المتجمدة، وكثرة سقوط الثلج فى الشتاء، تزداد نسبة إذابة الجير فى المياه سطحياً وباطنياً زيادة كبيرة. لكن يبدو أنه فى المناطق شبه الجليدية الجافة الباردة، يمنع التجمد الدائم للتربة عمليات التجوية الكيميائية فى قسمها السفلى.

٥- المناخات البحرية (الساحلية):

أجواء السواحل رطبة، والبحر مالح، وتجوية الملح Salt Weathering مهمة جداً فى النطاقات الساحلية. فحينما تجف المياه المالحة التى تتشبع بها الجروف الساحلية، تترسب الأملاح فى هيئة بللورات داخل الشقوق والفواصل التى تكتنف صخور الجروف، فتعمل على توسيعها، كما تحطم حبيبات المعادن وتفصلها، وبذلك تعدها للإزاحة والنقل بواسطة أمواج المد التالية أو الأمواج التى تثيرها الرياح. وتحول الأملاح إلى بللورات يشبه بعض الشيء تحول المياه إلى ثلج، فكلاهما كان فى الأصل مادة

سائلة هى المياه سواء كانت نقية أم مشبعة بالأملاح. وكلاهما يتحول فى الشقوق والشروخ والفواصل والمسام والفراغات التى تكتنف الصخور إلى مادة صلبة أكبر حجماً تمارس ضغوطها على الصخور التى تحتويها. وطبيعى أن يزداد الفعل الميكانيكى للتجوية الملحية بكثرة تكرار ظروف البلل والجفاف للمياه المالحة، وتبعاً لذلك يعظم التأثير بجوار البحر، ويقل بسرعة بالاتجاه نحو الداخل.

ولا يقتصر تأثير التجوية الملحية على السواحل البحرية والمحيطية وحدها، بل يتعداها إلى سواحل البحيرات المالحة بالمناطق القارية الجافة وهنا تشارك الأملاح الأخرى عدا ملح الطعام (كلوريد الصوديوم) فى العملية الميكانيكية.

ومن بين ظواهر التجوية الهامة فى النطاقات الساحلية ما يسمى بتجوية الرطوبة والجفاف Slacking or Wetting - and - drying. ذلك أن بعض الصخور التى تحوى كمية كبيرة من المعادن الصلصالية، خاصة صخور الشيل، تنكسر حينما تتعرض للبلل والجفاف مراراً وتكراراً. وفى النطاقات الساحلية التى يتعاقب فيها المد والجزر مرتين فى اليوم، تصبح الظروف مواتية جداً لمثل هذه التجوية، ويشتد أثرها فى تفكك الصخور وتكسيرها.

وتتعاون كل من التجوية الملحية وتجوية الرطوبة (البلل) والجفاف فى تفكيك الصخور البارزة الناتئة فوق مستوى مياه البحر، لكن عملهما يتوقف فى الصخور التى تظل مبللة بالمياه بصفة دائمة. وكلا النوعين من التجوية يعملان سوياً على تسوية أى صخور بارزة من الجروف الساحلية التى تقع فيما بين منسوبى المد والجزر، أى التى تتعرض للبلل والجفاف المتعاقبين. وإذا ما تعرضت النطاقات الساحلية لهاتين العمليتين فترة طويلة وكافية من الزمن، فإنهما تتمكنان من نحت رصيف بحرى ساحلى منبسط Flat rock - cut Platform، الذى يبلغ اتساعه بضع مئات من الأمتار، والذى تغطيه مياه البحر بسمك ضحل لا يتعدى سنتيمترات قليلة. ويكثر وجود أمثال هذه الأرصفة فى الجهات الحارة. أما فى الجهات الباردة فإن النحت والتفتيت بالاحتكاك Attrition يكون أهم وأبعد أثراً من التجوية فى جيومورفولوجية السواحل.

وقد تنشط الإذابة الكيميائية فى السواحل، وهى أظهر ما تكون فعلاً وتأثيراً فى السواحل المكونة من صخور جيرية، حيث تكثر تجاويف الإذابة فى الجروف الساحلية، تعلوها أحياناً بروزات صخرية أكثر مقاومة لعمليات الإذابة والتحلل.

ل) **التضاريس:** قد لا يؤبه لهذا العامل أحياناً عند دراسة عمليات التجوية، لكنه فى الواقع مهم، وفى بعض الحالات يكون ذا تأثير فعال. ذلك أن تجديد كشف الصخر

وتعريته، أساسى لمواصلةواستمرار فعل التجوية الميكانيكية. ومن ثم فإن المناطق ذات التضاريس المرتفعة والمنحدرات الشديدة، والتى تعاون وتناسب عمليات النقل كالإنزلاقات الأرضية، وزحف التربة، وانسياب التربة، تبقى مكشوفة السطح عارية الصخر، معرضة لفعل التجوية الميكانيكية سواء كانت بوسيلة التجمد والانصهار، أو التمدد والانكماش بسبب التفاوت الحرارى (تجوية الاشعاع الشمسى). وفى مثل هذه المناطق الشديدة الانحدار العارية الصخور، يضعف فعل التجوية الكيميائية، لأن المياه تنصرف بسرعة عبر المنحدر.

وفى المناطق التى تتميز بتضاريس هينة، توجد فى العادة طبقة من التربة أو غطاء سميك من المواد المجواه. وهذه أو تلك تحمى الصخر الذى ترتكز عليه من عملية التجوية الميكانيكية، لكنها حينما تتشبع بالمياه تثير نشاط التجوية الكيميائية. وتبعاً لهذا وذاك فإن دورة التعرية تتميز بتغير تدريجى من تجوية ميكانيكية سائدة إلى تجوية كيميائية شائعة. ويعتبر هذا التفسير ضمن تفسيرات نشوء قشور صلبة جداً ناشئة، أصلاً عن التجوية الكيميائية تعرف باسم Duricrusts تتواجد فوق سطوح البيديمنتات Pediments فى أمريكا الجنوبية وأفريقيا واستراليا.

ففى المناخات الحارة الفصلية الجفاف، تخرج المحاليل الملحية إلى السطح خلال مسام الصخور عن طريق الخاصية الشعرية، وتتبخر المياه وتبقى الأملاح مترسبة فى هيئة عقد صغيرة أسفل سطح الأرض مباشرة. وبهذه الطريقة تتكون تربة اللاتيرايت، التى هى أقرب إلى صخر حديدى متصلب يعرف أيضاً باسم Ferricrete وتنمو ويزداد السمك حتى لقد يصل إلى بضعة أمتار تحت السطح. وتحوى أعداد لا حصر لها من عقد الليمونايت (أوكسيد حديد مائى) الصغيرة وهناك ارسابات ذات نشأة مماثلة، يرتبط وجودها عادة بالأسطح المنخفضة، تسمى سيلكريت Silcrete وفيها تكون المادة اللاحمة سيليكا، وكالكريت Calcrete وهى القشور المتصلبة المتلاحمة بمادة الكالسيوم.

م) الزمن: من البديهى أنه كلما طال زمن تعرض الصخر للتجوية. كلما اشتد عمقها، وزاد تأثر الصخر بها. ومع هذا فمن الممكن أن يكون هناك حد لفعل التجوية ما لم يكتسح نتاجها من فوق الصخر باستمرار. ومن الجيومورفولوجيين من يعتقد أن التربة أو نتاج التجوية يحمى الصخر الذى يرتكز عليه من فعل التجوية. وإذا صح هذا بالنسبة للتجوية الميكانيكية، فإنه لا يصح تماماً بالنسبة للتجوية الكيميائية. فالتجوية الكيميائية تستطيع النفاذ إلى الصخور والتأثير فيها قبل أن تنكشف للجو، أى أثناء وجودها مدفونة أسفل الحطام الصخرى. وكثيراً ما يحدث أن تصبح التربة االمسامية نفسها بمثابة إسفنجة مشبعة بالأحماض العضوية التى تؤثر فى الصخور أسفلها فتجويها.

آثار التجوية في تشكيل سطح الأرض

١- تعتبر التجوية بمثابة عملية مساعدة لعوامل التعرية المتحركة فهى تفكك الصخور وتفتتها، ومن ثم تجهزها للنقل بواسطة الرياح أو الماء الجارى أو الجليد المتحرك، فتسهم بذلك فى تآكل الصخور، وتخفيض سطح الأرض.

٢- تساهم التجوية بطريق غير مباشر فى تشكيل منحدرات الأودية النهرية. فالنهر الذى ينحت واديه خلال صخور صلدة، وحده وبدون معاونة فعالة من التجوية، يظهر حينئذ فى شكل خانق عميق شديد انحدار الجوانب. أما حيث يشتد فعل التجوية، فتفكك صخور منحدرات جوانب الأودية، ومن ثم تجهزها لتقوم عمليات تشكيل المنحدرات كالزحف والغسل، فإن أودية الأنهار تبدو حينئذ مفتوحة ذات منحدرات هينة، فالتجوية إذن تقوم بالإعداد لعمليات تطور الأودية النهرية فهى تؤدى دوراً أولياً ضرورياً فى تطور البيئة الطبيعية.

٣- ولا يقتصر هذا الدور المهم الذى تقوم به التجوية على المناطق التى تشيع فيها التعرية النهرية، بل تتعداها إلى المناطق التى تتأثر بفعل الجليد. فرغم أن جليد الأنهار الجليدية قادر وحده على نحت الصخور، فإن فعل الصقيع مهم فى تفتيت الصخور التى لا يغطيها الجليد.

٤- وفى مناطق هوامش الجليد، وفى المناطق التى يشيع فيها النقل بواسطة الرياح، تقوم التجوية بنفس الدور المهم، بتفكيك الصخور، وتجهيز المواد المناسبة لعوامل النقل.

٥- وفى الجهات الساحلية نجد أن أمواج البحر تستطيع مهاجمة الصخر الصلب دون معاونة التجوية، لكنها بالطبع تكون أكثر فاعلية وتأثيراً حينما تعاون التجوية فى إضعاف الصخور.

٦- تساهم عملية الإذابة (الكربنة) فى تشكيل سطح المناطق التى تتركب من صخور جيرية ودولوميتية، إذ تحدث فيه فجوات وحفراً خاصة. كما تعمل على تخفيض منسوبه، فمثل تلك المناطق التى تقع بالأقاليم الرطبة تتميز بأنها أقل ارتفاعاً من الجهات المجاورة التى تتألف من صخور مقاومة لعملية الإذابة.

٧- تنشىء التجوية تلالاً مخروطية ومروحية الشكل عند حضيض المرتفعات.

٨- تعمل على تكوين التربة. وهى الغطاء السطحى المكون من المفتتات الصخرية الدقيقة.

عمليات تحرك المواد على المنحدرات

يتعرض تحرك الفتات الصخرى على المنحدرات لعمليات عظيمة التنوع، بعضها يتم ببطء شديد ولكن بصفة مستمرة، بينما يتسبب البعض الآخر فى تحركات فجائية لحطام صخرى كبير الحجم، تعقبها فترات هدوء طويلة. وقد لا تكون العمليات البطيئة الحديثة هى المسئولة الأولى عن تشكيل المنحدرات، ولكنها التحركات العظيمة المتقطعة للمواد الصخرية ويبدو أن فعل مثل هذه العمليات كان أبعد أثراً أثناء عصر البلايوستوسين، خاصة فى القارات الشمالية، أما فى العصر الجيولوجى الحديث فإن تأثيرها قد أصبح محدوداً.

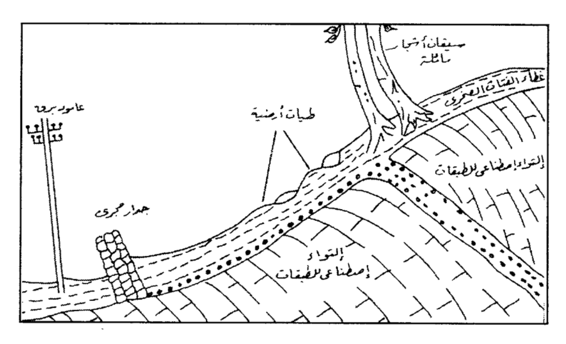
وقد أمكن التعرف، من خلال دراسة عمليات تحرك المواد الصخرية، على سلسلة متتابعة الحلقات، تبدأ بالمجرى المائى، الذى فيه تكون السيادة للمياه على الفتات الصخرى، ثم إلى عملية غسل المنحدر، فالتدفق الشريطى، والتدفق الطينى، ومنه إلى التدفق الأرضى، فالانهيار الصخرى، ثم أخيراً إلى الانزلاق الأرضى الذى فيه تكون الغلبة للمواد الصخرية على المياه. ويقابل الزيادة المضطردة فى كميات الفتات الصخرى بالنسبة للمياه خلال السلسلة، زيادة مضطردة فى مقدار الزاوية اللازمة لقيام عمليات التحرك بعملها. وهناك اختلاف واضح بين انهيار الحطام الصخرى والانزلاق الأرضى من جهة، وبين جميع أشكال تحرك المواد من جهة أخرى. ويتضح هذا الاختلاف فى طبيعة التحرك، فكل أشكال تحرك المواد الصخرية التى تشارك فيها المياه تتعرض للتدفق، أما الأنماط الأجف فتعانى الانزلاق أو التزحلق. والفرق بين التدفق والانزلاق يتمثل فى أن التدفق تصاحبه سرعة تحرك كبيرة عند سطح كتلة المواد المتحركة، وتتناقص السرعة حتى تصل إلى الصفر عند قاعها، بينما تصاحب الانزلاق سرعة تحرك متعادلة تصيب كل أجزاء كتلة المواد من أعلاها إلى أسفلها. أو قد يحدث أحياناً أن تزداد السرعة ازدياداً طفيفاً صوب القاع.

هذا ويمكن تقسيم تحركات المواد إلى نمطين رئيسيين: تدفق، وانزلاق. وفى التدفق نميز بين السريع منه والبطىء.

تحرك المواد بالتدفق البطيء:

لعل زحف التربة Soil Creep هو أكثر أنماط تحرك المواد بالتدفق البطئ شيوعاً وانتشاراً. وفيه يحدث تحرك بطىء للحطام الصخرى ومواد التربة على جوانب المنحدرات بتأثير الجاذبية الأرضية، ويحدث زحف التربة فى المناطق المعتدلة والحارة على السواء. ويمكن التعرف عليه بظواهر متنوعة نذكر منها: ميل قوائم الأسوار وأعمدة البرق والهاتف وجذوع الأشجار نحو حضيض المنحدر، وانتفاخ سطح المنحدر نتيجة

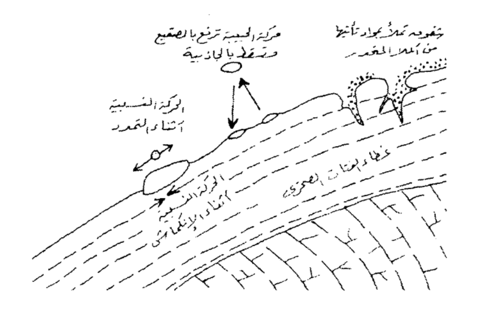
لتراكم الفتات الصخرى أمام الجدران تجاه قمة المنحدر، وانطواء الأرض الخضراء أسفل الجلاميد الزاحف، ووجود صفوف من الحصى فى التربة السفلى يمكن اقتفاء أثرها إلى مصدرها عند مظهر الطبقة فى مكان بعيد صوب القمة، وظاهرة الانثناء الاصطناعى تجاه أسفل المنحدر لأعالى الطبقات المائلة (شكل ٧).



شكل (٧) أنماط من الشواهد التي تشير إلى زحف التربة

وقد أمكن التعرف على عدد من العمليات التى يستطيع كل منها أن ينشىء تحركاً طفيفاً جداً، لكنها حين تجتمع وتتضافر فى تأثيرها تصبح قادرة على إحداث زحف التربة. فمياه المطر تحرك الحبيبات الصغيرة، وهى بإزاحتها للمواد الدقية نحو أسفل المنحدر، تمهد الطريق لتحرك الحصى والأحجار. وحينما تنمو بلورات الثلج أسفل حبيبات التربة، فإنها تولد حركة رفع صقيعى تدفع بالحبيبات إلى أعلى مسافة تصل إلى نحو ١٠ سم، فى اتجاه عمودى على المنحدر، وتعود الحبيبات إلى السقوط فى اتجاه عمودى أيضاً بتأثير قوى الجاذبية (شكل ٨). ولانصهار بلورات الثلج، إذا حدث الانصهار فجأة، تأثير مهم، إذ يتسبب فى سقوط الحبيبات وانقلابها أو تدحرجها لمسافة قصيرة نحو أسفل المنحدر. وتتمدد الأحجار بالحرارة فوق المنحدر نحو حضيضه بدرجة أكبر منها تجاه قمته، وذلك بسبب تأثير قوة الجاذبية التى تعاون التمدد تجاه الحضيض، ويكون الانكماش أثناء التبريد فى الجانب المواجه لقمة المنحدر أكبر منه فى الجانب المظاهر له، نظراً لأن الجاذبية الأرضية تعاون الانكماش فى الجانب الأول. وتصبح محصلة التمدد والانكماش بمثابة حركة بطيئة للأحجار نحو أسفل المنحدر.

وتمتلئ الشروخ التى تنشأ نتيجة لتجفيف التربة، كما تمتلئ الحفر التى تنبشها الحيوانات أو تتخلف عن جذور النبات بمواد صخرية تأتيها من الجانب المواجه لأعلى المنحدر، وهذا من شأنه أن يساعد فى تحريك التربة وزحفها البطىء. ومن بين القوى الأخرى التى تسهم فى زحف التربة، تمايل الأشجار، ووطء الحيوانات، وعمليات الحرث فى اتجاه الانحدار.



شكل (٨) بعض العمليات المسببة لزحف التربة

وهناك أنماط أخرى لتحرك المواد بالتدفق البطئ كزحف المواد إلى أسفل المنحدر لتكوين المخروط الرسوبى Talus Creep، وزحف الصخر Rock Creep، وزحف الصخر الجليدى Rock Glacier Creep، والإنسياب الأرضى Solifluxion وتتميز الأنماط الثلاثة الأولى بتحرك جاف لحطام صخرى خشن، يتم تحت ظروف متباينة نوعاً ما. ففى النمط الأول تتحرك المواد نحو حضيض المرتفع لكى تنشىء مخروط التيلاس أو الاسكرى Scree، ويتكون الحطام الصخرى الجليدى الزاحف من تدفقات من الجلاميد المختلط بقدر صغير من الفتات الصخرى الدقيق الحبيبات وكمية صغيرة من حطام الجليد. ويتم زحف الصخر، وهو حركة للكتل الصخرية، نتيجة لزحف التربة من جهة، وللإنزلاق من جهة أخرى. أما الانسياب الأرضى فهو تدفق بطئ نسبياً للتربة وما تحويه من جلاميد، حدث ويحدث تحت تأثير ظروف مناخية قطبية، وفوق منحدرات ذات درجات انحدار هينة تتراوح بين ٢ – ٣ درجة. وهناك ظروف مواتية

لإحداث الانسياب الأرضى أهمها: عدم وجود غطاء نباتى، ووجود تربة سفلى دائمة التجمد، وانصهار الجليد الذى تعمل مياهه على «تشحيم» كتلة المواد المتحركة. ولقد كانت للإنسياب الأرضى أهمية خاصة فى مناطق هوامش الجليد أثناء عصر البلايوستوسين. وتضاءلت هذه الأهمية فى ظروف المناخ الحالى الذى يسود الأجزاء المعمورة.

تحرك المواد بالتدفق السريع:

تعتمد حركات التدفق السريع إلى حد كبير على تشحيم محكم بالمياه للمواد المتحركة. والتدفق الأرضى Earth Flow، والتدفق الطينى Mud Flow، تعبيران يستخدمان للتعبير عن نمطين رئيسيين من أنماط التدفق السريع. ويرتبط بكلا النمطين تدفق المواد الرطبة، ولكن التدفقات الطينية عادة تحدث فوق منحدرات أشد، وتكون موادها أكثر احتواء للماء، كما أنها أكثر سرعة من التدفقات الأرضية. وللتدفقات الأرضية أهمية خاصة فى المصاطب النهرية التى تكتنف أودية بعض الأنهار، كالتى تحاذى وادى نهر السنت لورنس وروافده. فقد تتشبع بالمياه طبقة صلصالية تقع أسفل رمل المصطبة، فتتدفق كتلة مواد الطبقتين إلى مجرى النهر. وإذا حدث وكان الانحدار شديداً، فمن الممكن أن تصاحب هذا النمط من تحرك المواد درجة متزايدة من االإنزلاق.

وتعتبر التدفقات الطينية من خصائص السفوح الأشد انحداراً، التى فوقها تسقط الأمطار الغزيرة، فتسبب تحركاً لطبقة سميكة من المواد المتحللة فى منطقة تخلو من غطاء نباتى كثيف. ومثالها التدفق الطينى المعروف بتدفق سلمجوليون Slumgullion الذى حدث فى مرتفعات سان جوان فى ولاية كلورادو. وقد سبق التدفق تساقط صخور بركانية متجوية ومشبعة بالمياه، تلاها تدفق الطين الذى تحرك نزلاً لمسافة عشرة كيلو مترات من ارتفاع ٨٠٠ م على سفح درجة انحداره خمس درجات.

وهناك نمط ثالث يعرف بانهيار الفتات الصخرى Debris avalanche وهو أكثر شيوعاً فى المناطق الرطبة مع وجود غطاء نباتى كثيف، ويحدث فوق المنحدرات الشديدة ويتضمن الانهيار تدفقاً وانزلاقاً فى نفس الوقت. ومن ثم يصبح تحرك المواد وقد دخل فى مجال ما يسمى بالانزلاق الأرضى Landslide.

هذا وتنبغى الإشارة إلى أن المقصود من مثل هذا التصنيف، كغيره من تصنيفات الظواهر الطبيعية. مجرد التمييز للتبسيط وتسهيل الدراسة، فالعمليات متداخلة، ولا يوجد حد واضح بين مختلف أنماط التدفق، كما لا يوجد فاصل حاد بين التدفق والانزلاق.

تحرك المواد بالانزلاق:

تتناول عملية الانزلاق المواد الصخرية الجافة على وجه الخصوص، وتحدث عادة بسرعة، ويدخل ضمنها تساقط وانزلاق الصخر والدبش، ولكن أكثر التحركات وضوحاً وأهمية من هذا النوع هي الانزلاقات الأرضية Land Slides . ولما كانت سرعة التحرك لا تتناقص تجاه أسفل المنحدر، فإنه لابد من وجود سطح على امتداده يحدث الانزلاق، ممثلاً لطبقة صخرية محكمة التشحيم.

الفصـــل الثـــالـــث

الأنهـــــــار
وأثرها في تشكيل سطح الأرض

الأنهار وأثرها في تشكيل سطح الأرض

الماء الجارى بما يقوم به من نحت ونقل وارساب هو أهم عوامل التعرية جميعاً وأبعدها أثراً فى تشكيل سطح الأرض. ولا يقتصر أثر الأنهار على المناطق الدائمة أو الفصلية التساقط، بل يتعداها إلى الأقاليم الصحراوية التى قد تسقط عليها أمطار فجائية بين حين وآخر، فتنشيء سيولاً جارفة تحفر لنفسها أودية لا تختلف كثيراً فى مظهرها عن أودية الأنهار الدائمة الجريان. وفضلاً عن ذلك فإن بعض الأنهار تستطيع اختراق الصحارى نابعة من مناطق قصية ومنها نهر السند ونهر النيل. وفى المناطق الباردة تتحول بعض الأنهار الجليدية إلى أنهار تجرى فيها مياه الجليد الذائب.

مصادر مياه الأنهار

مياه الأمطار هى المصدر الرئيسى لكل المياه التى تجرى جرياناً سطحياً فوق الأرض. وحين تسقط الأمطار يتبخر بعضها، ويتسرب جزء آخر فى مسام الصخور، وخلال الفواصل والشقوق والفوالق الصخرية، أو يختزن فى البحيرات والمستنقعات والغطاءات والأودية الجليدية، بينما ينحدر الباقى مكوناً للمجارى المائية.

وترد مياه الأمطار إلى الأنهار من:

١- التدفق السطحى عقب سقوط الأمطار مباشرة.

٢- المياه الجوفية المختزنة فى مسام الصخور، وهى تتسرب إلى الأنهار تسرباً جانبياً فتعوض ما تفقده المجارى المائية من المياه نتيجة للتبخر، مثال ذلك ما يرد إلى نهر النيل فى فترة التحاريق من طبقة المياه الأرضية فى الصحراوين الشرقية والغربية.

٣- المياه الذائبة من الجليد، كنهر الرون الذى ينبع من ثلاجة الرون، والمنطلقة من البحيرات كنهر النيل من البحيرات الاستوائية، والمنبثقة من العيون والينابيع كنهر التيمز بانجلترا، وأنهار لبنان ومنها النهر الكبير الجنوبى الذى ينبع من عين داود، ونهر قديشة (أبو على) الذى ينبع من نبع مغارة قديشة ونهر الكلب الذى يصدر من نبع مغارة جعيتا.

نشأة الأنهار وأطوارها

حينما تسقط الأمطار أو تذوب الثلوج فى جهة من الجهات المرتفعة، فإن مياهها تنحدر مكونة لمسيلات غير محدودة الجوانب، ويتفق اتجاهها مع الانحدار العام لسطح المنطقة، ولا تلبث هذه المسيلات أن تتجمع فى مجارى مائية محدودة الجوانب صغيرة الحجم، ثم تتلاقى هذه المجارى الصغيرة مكونة مجارى أخرى أكبر فأكبر، حتى تنشأ

فى النهاية مجارى رئيسية تحمل المياه وتلقى بها فى بحر كنهر النيل ونهر الراين، أو فى محيط مثل نهر الكونغو ونهر السنت لورنس، أو فى بحيرة أو بحر داخلى كنهر الفولجا (فى بحر قزوين) ونهر أموداريا وسرداريا (فى بحر آرال) أو فى مستنقع مالح كنهر تاريم (فى بحيرة لوب نور) ونهر هامبولت فى ولاية نيفادا الذى يتلاشى فى منخفض مالح عظيم.

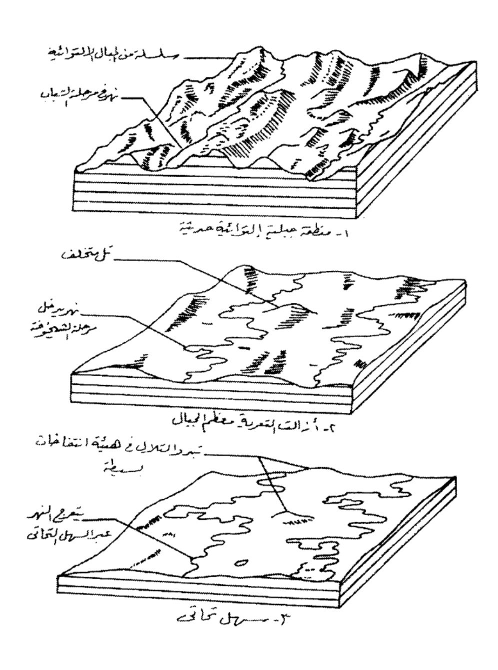
ويلتقى بالنهر أثناء جريانه من منبعه إلى مصبه عدد من الأنهار تدعى بالروافد. وينشأ بذلك نظام نهرى يشغل مساحة تجميع للمياه تسمى حوضاً، ويحيط بالحوض تقسيم مياه رئيسى يفصل بينه وبين حوض نهر آخر، وأحياناً تتوزع المياه من منطقة تقسيم مياه واحدة على عدة أنهار تجرى فى اتجاهات متباينة، وتنصرف إلى بحار قصية عن بعضها. ففى قسم من الألب السويسرية حول سان جوثارد يقع مركز التصريف النهرى لقسم عظيم من القارة الأوربية. ومنه ينبع نهر الراين ورافده الآرى والرويس Ruess (ينتهى الراين إلى بحر الشمال) ونهر الرون (ويصب فى البحر المتوسط) ونهر تسينو Ticino رافد البو Po (يصب فى البحر الأدرياتى).

وحينما تجرى المياه فى النهر فإنها تؤدى وظائفها الثلاث: النحت والنقل والارساب. وهى بقيامها بوظائفها تعدل وتشكل من معالم أحواضها. فهى تمزق سطح الأرض، وتنحت الأودية وتخلع عليها ظاهرات مميزة. وتترك تلالاً وحافات متخلفة فيما بينها. وبالتدريج يتحطم المظهر الطبيعى الأصلى، ويتم اكتساح المواد نهائياً، وتتحول أرض الحوض المضرسة بمرور الزمن إلى سهل ندعوه بالسهل التحاتى Peneplain. وقد قدر علماء أمريكا أن حوض نهر المسيسبى يتآكل وينخفض بالتعرية بمعدل يصل إلى حوالى ٣ سم كل ٤٠٠ سنة، وأن معدل الانخفاض بالنسبة للسطح العام للولايات المتحدة يبلغ ٣ سم كل ٩٠٠ سنة، هذا على اعتبار أنه لا يتأثر بعمليات رفع توازنية.

ويدأب النهر فى عمله تدريجياً، وتظهر فى حوضه تغيرات متجانسة، وهو ينتقل من مرحلة إلى أخرى من مراحل تطوره، حتى تكتمل دورة التعرية، ولكل من مرحلة الشباب والنضج والشيخوخة مميزاتها وظاهراتها المثالية التى تتضح من دراسة مدى انحدار مجراه، وشكل قاعه وواديه، والتوازن بين عمليتى النحت والارساب ومن الممكن أن تتمثل فى أى نهر جميع المراحل الثلاث: فنصادف مرحلة الشباب فى مجراه الأعلى فى الجبال، ومرحلة النضج فى مجراه الأوسط، ومرحلة الشيخوخة حيث يجرى بطيئاً مترنحاً عبر سهل منبسط صوب البحر.

نظم جريان الأنهار

يقصد بنظام جريان النهر التفاوت الفصلى فى مقدار ما يجرى به من مياه، ومرد ذلك إلى التباين فى كمية ما يسقط من المطر فى مختلف جهات العالم، وإلى اختلاف مواسم سقوطه. ولهذا أو ذاك أثره المباشر فى مائية النهر، وفيما يؤديه من أعمال النحت والنقل والارساب وتتجه العناية إلى دراسة نظم جريان الأنهار لما لها من ارتباط وثيق بالمشروعات الخاصة بالتحكم فى الفيضان وتوليد القوى الكهربائية.



شكل (٦) دورة التعرية النهرية

العوامل المؤثرة في نظم الجريان:

ويتوقف نظام جريان المياه فى أى نهر على عدة عوامل هى:

١- **درجة الانحدار:** فكلما اشتد انحدار الأرض كلما زاد انصراف المياه فى النهر وعلا مستواها وعظم خطرها. مثال ذلك نهر دجلة الذى ينبع من أرمينيا ثم يجرى بالقرب من جبال زاجروس، ويتلقى مياه عديد من الروافد التى تنبع منها، والتى تتميز بانحدارات شديدة جداً، ومن ثم يتميز بفيضانات فجائية مخربة. وبسبب سرعة تدفق المياه إليه يأتى فيضانه فى شهر أبريل مبكراً عن فيضان نهر الفرات فى مايو شهراً كاملاً.

٢- **نظام التساقط وكميته في مختلف فصول السنة:** سواء كان التساقط على هيئة مطرأو ثلج. فالأنهار التى تنبع وتجرى فى أقاليم مطرها منتظم الكمية والتوزيع طول العام، تحافظ على مستوى المياه فيها إلى حد كبير. ومنها الأنهار التى تجرى فى الجهات الاستوائية كنهر الأمزون والكنغو، وفى مثلها يعلو مستوى المياه بعض الشيء فى الإعتدالين. أما الأنهار التى تستقى مياهها من أمطار تتساقط فى فصل واحد من السنة، فإننا نجدها تمتلئ وتفيض بالمياه فى فصل المطر وينخفض مستواها فى موسم الجفاف، ومنها أنهار إقليم البحر المتوسط التى تفيض شتاء، وأنهار الإقليم الموسمى التى تفيض صيفاً كنهر إيراوادى وميكونج ويانجتسى. ويفيض النيل صيفاً نتيجة لسقوط الأمطار فوق هضبة الحبشة حيث تنبع روافده السوبات والنيل الأزرق والعطبرة. وفى العروض المعتدلة تستقى الأنهار مياهها كلية من الأمطار ومثلها نهر السين والساؤون. وهذه تصل إلى أدنى منسوب لمياهها فى فصل الصيف حين يشتد التبخر وتزداد حاجة النبات إلى الماء.

وإذا كان النهر يستمد مياهه من ذوبان الثلوج المتراكمة فوق المرتفعات عند منابعه، فإن موسم فيضانه يتفق مع الربيع وبداية الصيف، ومثال ذلك نهر دجلة ونهر الفرات اللذان يفيضان فى أوائل الصيف، ويهبط منسوب المياه فيهما إلى أدنى حد فى الخريف عقب الصيف الطويل الحار الجاف. وتبلغ المياه أقصاها فى الأنهار الألبية فى شهرى يونيو ويوليو حيث يجتمع ذوبان الثلوج مع تساقط المطر، وتهبط إلى أدناها فى أواخر الخريف.

هذا ويساعد الأنهار على الاحتفاظ بمستوي مياه مناسب في مجاريها عدة عوامل نجملها فيما يلي:

١ – وجود صخور مسامية فى النطاق الذى يجرى به النهر: فهى تعمل على امتصاص

المياه أثناء ارتفاع منسوب النهر، وتعيدها إليه وقت التحاريق، وقد سبق أن ضربنا لذلك مثلاً بنهر النيل.

٢- كثافة الغطاء النباتي الذي يكسو حوض النهر: فهي تعوق سير المياه ومن ثم يقل تدفقها نوعاً وقت الفيضان، فتنصرف في المجرى بالتدريج، مثال ذلك نهر الأمزون الذي يجري خلال إقليم من الغابات الاستوائية الكثيفة.

٣- مرور النهر في مناطق حوضية أو بحيرات تعمل على تنظيم تدفق المياه فيه حين يخرج منها. فهي بمثابة خزانات طبيعية تحتجز فيها المياه الزائدة، وتغذيه بها وقت انخفاض مستوى مياهه، مثال ذلك نهر الرون الذي يمر ببحيرة جنيف، والراين ببحيرة كونستانس، والنيل بالبحيرات الاستوائية وبحيرة نو.

٤- تعدد المصادر التي تغذي النهر بالمياه، كأن يتلقى النهر مياها من ذوبان الثلوج في الربيع والصيف ومياها من أمطار الخريف والشتاء كنهر الجارون بفرنسا، أو أن يجري النهر في أقاليم مناخية متباينة، تسقط فيها الأمطار وتذوب الثلوج في مواسم مختلفة، كنهر الراين والدانوب في أوربا، ونهر المسيسبي في أمريكا الشمالية.

وفي ضوء هذا العرض العام لنظم جريان الأنهار والعوامل التي تؤثر فيها يمكننا تقسيمها إلى ثلاثة أقسام:

١- **النظام البسيط:** ويتضمن كل سنة فترتين: إحداهما للفيضان والأخرى للتحاريق. ويتمثل في عدَّة أنهار منها اليانجتسي والفولجا والنيل.

٢- **النظام المزدوج:** وتتميز أنهاره بارتفاع منسوب المياه فيها في فترتين واضحتين. وذلك بسبب ذوبان الثلوج في أوائل الصيف، وسقوط الأمطار في الخريف والشتاء، ومثالها نهر الجارون. أو عن طريق حدوث قمتي مطر كل عام في الأنهار الإستوائية كنهر الأمزون وزائير (الكنغو).

٣- **النظام المركب:** وهو نظام تتميز به كثير من أنهار العالم الكبيرة التي تختص بأحواض فسيحة تغطي أقاليم مناخية متباينة، وتتلقى روافد عديدة، كل منها يختلف عن الآخر في نظام جريان المياه فيه. ومن ثم فإن نظام جريانه يصبح خليطاً أو مركباً من عدة نظم. ويمثل هذا النظام المركب أنهار الراين والدانوب والمسيسبي.

الجريان السطحي الغطائي

يستخدم تعبير الجريان السطحي Overland Flow للدلالة على تحركات المياه وما يتصل بها من قوة قادرة على النحت والنقل فوق سطح الأرض، حين لا تجري محصورة في قنوات أو مجاري محددة واضحة. إذ حين تجري المياه في قنوات أو

مجارى واضحة المعالم يسمى الجريان حينئذ بجريان القناة Channel Flow وهو مرادف للجريان النهرى. ويكون الجريان السطحى الغطائى أكثر تأثيراً فوق المنحدرات العليا العريضة، وهنا يصبح لازماً لتحركات المواد Mass Movement ويكون الجريان السطحى الغطائى مسئولاً عن قدر كبير من التعرية، قبل أن تنشأ المجارى المائية فى اتجاه أسافل المنحدرات، وتصل إلى تحقيق شكلها وخصائصها.

تعرية الرش:

والمرحلة الأولى للتعرية المائية تبدأ بالفعل الميكانيكى لقطرات ماء المطر Rain - drops حين تصطدم بسطح الأرض، وهو ما يسميه الجيومورفولوجيون الأمريكان **تعرية الرش** Splash Erosion وتستطيع أمطار السيول التى تتميز بقطرات كبيرة الحجم أن تحرك حبيبات التربة من جهة، كما تعمل مياهها على دمج السطح، ومن ثم إنقاص مقدرة التربة على تسريب المياه وإنفاذها، فتعجل من انصراف المياه. وتكون تعرية الرش أكثر ما تكون فاعلية وتأثيراً فى الأقاليم شبه الجافة، حيث التساقط نادر لكنه غزير وكثيف حين يسقط، وحيث يكون سطح الأرض مفككاً هشاً وعارياً من أية حماية، فلا توجد أشجار تكسر حدة السقوط المباشر لقطرات المطر، ولا غطاء نباتى أو عشبى يمتص قوة اصطدامها بالأرض.

التعرية الغطائية:

وتمثل المرحلة الثانية للتعرية المائية، وتبدأ حينما تتسع التأثيرات المنفردة لتعرية الرش وتتحد لتغطى مساحة كبيرة، ومن ثم تتحول إلى ما يسمى التعرية الغطائية أو الشريطية Sheet Erosion أو الغسل الغطائى Sheet Wash.

تعرية الجداول:

وفى هذه المرحلة تبدأ المياه فى التركز فى عدد من الجداول الصغيرة الدقيقة السطحية، ويساعد على ذلك وعورة السطح وعدم انتظامه وتناسقه. وتتشعب تلك الجداول وتلتقى مكونة لشكل توزيع شبكى. ورغم ذلك فما تزال تلك الجداول الدقيقة غير كافية لتكوين قنوات محدودة المعالم. وتسمى التعرية بشكلها هذا تعرية الجداول Rill Erosion.

تعرية المسيلات الجبلية:

تزداد كمية المياه السطحية الجارية بالاتجاه نحو حضيض المنحدر وتلتقى الجداول مكونة لخنادق وأخاديد ضيقة وعميقة، وتلك مرحلة تكوين ما يعرف باسم المسيلات

الجبلية التى تمارس نمطاً من التعرية المائية المؤثرة يعرف باسمها وهو تعرية المسيلات الجبلية Gully Erosion والجريان المائى فى المسيلات الجبلية يدخل ضمن الجريان المائى فى قنوات، وهو المرادف للجريان المائى النهرى.

هذا وتتوقف عمليات التعرية بالجريان السطحى بأنواعه المختلفة السالفة الذكر على عدد من العوامل نجملها فيما يلى:

١- كمية الأمطار الساقطة ونظامها وكثافتها. فكلما كثرت وتواصلت تأكدت عمليات التعرية بالجريان السطحى بأنواعها المختلفة.

٢- درجة انحدار المنحدر، فالجريان السطحى يكون عظيماً فوق المنحدرات الشديدة الانحدار، لأن السرعة المتزايدة لجريان المياه تقلل الزمن المتاح لفقدان المياه بالتسرب.

٣- قابلية التسريب Infiltration Capacity فالتربة الطينية التى تتميز بقلة النفاذية، لا تسمح للمياه بالتسرب خلالها فتعظم كمية المياه الجارية فوق سطحها، على عكس الأراضى الرملية والحصوية التى تتخللها المياه وتنفذ فيها فلا يتبقى منها للجريان السطحى سوى القليل.

٤- طبيعة الغطاء النباتى، فالحشائش تضعف تأثير قطرات المطر، وتعوق الجريان السطحى، وتساعد التسرب عن طريق الممرات الجذرية.

ويعتقد أن نقل مواد التجوية الدقيقة الحبيبات بواسطة تعرية الجريان السطحى الغطائى يكون ضئيلاً للغاية أو معدوماً فوق قمة المنحدر، ويتضح النقل ويزداد كثيراً فوق المنحدر بالابتعاد عن القمة. ويرجع هورتون Horton (١٩٤٥) عدم فاعلية التعرية فى نطاق معلوم على خطوط تقسيم المياه التى تمثل محور قمة المنحدر، ويتباين عرض هذا النطاق تبعاً لقابلية التسرب لغطاء مواد التجوية على المنحدر، ولكثافة سقوط المطر، ودرجة انحدار السطح بالابتعاد عن قمته.

ولدرجة انحدار المنحدر أهمية خاصة، ذلك أن المشاهدات تشير إلى أن النقل بواسطة التعرية الغطائية يزداد باستمرار حيثما ازدادت درجة الانحدار حتى تصل إلى ٤٠ درجة، بعدها يتناقص النقل حتى تنعدم التعرية تماماً عند الوصول إلى المنحدر القائم (٩٠ درجة)، وكثيراً ما نشاهد فى الأراضى المضرسة الممزقة مناطق قمم المنحدرات مستديرة لا تتأثر بالتعرية المائية إلا قليلاً، بينما تبدو أسطح المنحدرات بالابتعاد عن تلك القمم، وقد تخددت بالجداول المائية، وغدت خشنة وعرة. ومع هذا فإن بعضاً من الجيومورفولوجيين لا يوافقون على هذا الرأى القائل بازدياد قدرة التعرية

بالاتجاه نحو أسفل المنحدر، ويرون أن تعرية قمم المنحدرات وتخفيض أسطحها بفعل مختلف أنواع تعرية الجريان السطحى الغطائى مهم للغاية.

الجريـــان النهـــري

المجـــرى

ينحصر النهر فى مجرى Channel محدد، حفرته المياه فى سطح الأرض بنمط واضح، وقطاع عرضى يتباين فى شكله وخصائصه ابتداء من المنبع حتى المصب، كما تتغير هيئته ومميزاته كلما تطور ونما نظام التصريف النهرى. وهناك عدد من المصطلحات والتعريفات القياسية تخص هندسة الأنهار يهمنا منها ما يرتبط بالتعرية النهرية. فعمق المياه وعرضها فى النهر يقاسان من الضفة إلى الضفة، ويقصد بالضفة Bank حافة المجرى. وليس من السهل فى كل الأحوال تعيين كل منهما، ما لم يتم تهذيب المجرى وتنظيمه للتحكم فى الفيضان وتحسين ظروف الملاحة وتوليد القوى الكهرومائية، وعادة ما يؤخذ متوسط قراءة الأعماق.

والصلة بين العمق والعرض يعبر عنها بنسبة الشكل Form Ratio وهو تعبير مشتق من نسبة العمق إلى العرض. فحين نقول أن نسبة الشكل ١ – ٥٠ يكون العمق ٣ متر والعرض ١٥٠ متراً. وتتضح معالم الضفاف أحياناً، وتتحدد تحديداً حسناً، وفى أماكن أخرى نجد طبقات مضرسة من الرمال والحصى تنحدر تدريجياً من حافة المياه التى تتذبذب هى الأخرى.

ويستخدم تعبير المحيط المبلل Wetted Perimeter للدلالة على القطاع الذى يمثل قوساً يصل نقطة تلامس الماء بإحدى الضفتين ماراً بالقاع إلى نقطة تلامس الماء بالضفة الأخرى.

أما مساحة القطاع العرضى لمياه النهر عند نقطة معينة فيعبر عنها باسم مساحة القطاع العرضى Cross - Sectional Area.

وهناك صلة أخرى على جانب كبير من الأهمية، لأنها مرشد لمقدار الاحتكاك بين الماء والمجرى، ومن ثم فهى بمثابة دلالة على فقدان الطاقة، تلك الصلة يعبر عنها بنصف القطر المائى Hydraulic Radius وهو يمثل النسبة بين مساحة القطاع العرضى وطول المحيط المبلل. وإذا قيل أن نصف القطر المائى واطئ أو منخفض Low، يكون النهر قليل التأثر محدود الطاقة، لأن المياه الضحلة تشغل حينئذ مجرى عظيم الاتساع.

وقد لا يشغل النهر فى زمن التحاريق (أدنى منسوب للمياه) كل المجرى حينئذ يسمى الجريان فيه بالجريان القاعدى Base Flow. ويرتفع منسوب المياه فى المجرى

عقب سقوط الأمطار أو انصهار الثلوج. وحين تشغل المياه كل المجرى بالضبط، يقال أن النهر وصل لمرحلة الإمتلاء حتى الضفاف Bankfull Stage وإذا ما تجاوزت المياه فى منسوبها تلك المرحلة، وصل النهر إلى مرحلة الفيضان Flood (or Overbank) Stage فيغمر الضفاف. وتمر فترة من الزمن عقب سقوط الأمطار الغزيرة فوق حوض النهر قبل أن تصل موجة الفيضان إلى النهر الرئيسى. وتطول تلك الفترة أو تقصر تبعاً لطبيعة السطح، والتركيب الصخرى، والانحدار العام، وعدد الروافد. ويعرف أعلى منسوب للمياه فى النهر بقمة الفيضان Crest.

وفى الأقطار التى تتعرض لأخطار الفيضانات المتكررة كالولايات المتحدة الأمريكية والصين والهند، توجد بها مصالح وإدارات للتنبؤ بالفيضانات والتحذير من أخطارها، كما تذاع أولاً بأول أنباء ارتفاعات مناسيب الأنهار عن طريق محطات الإرسال المحلية.

طاقة النهر

يعتبر الماء الجارى أعظم عامل مؤثر فى تشكيل سطح الأرض، وفى نقل نتاج التجوية من الأراضى المرتفعة إلى الأراضى المنخفضة، ومن اليابس إلى البحر. وتدين معظم الأودية فى نشأتها إلى فعل النحت المائى الرأسى والجانبى، رغم امكانية تعديل أشكالها بواسطة الجليد والعمليات المورفولوجية المناخية فى مناطق هوامش الجليد. ولابد لنا أن نعرض لبعض النواحى الديناميكية الخاصة بطبيعة الجريان المائى النهرى، حتى نتمكن من فهم عمليات النحت والنقل المائى المعقدة المركبة.

وتستطيع الأنهار القيام بفعل جيومورفولوجى، لأنها تملك الطاقة لذلك. وتتوقف طاقة النهر River Energy على عدة عوامل نجملها فى النقاط الآتية:

أ) الجاذبية الأرضية:

فهى التى تسبب حركة المياه فى قناة النهر، وأن أى عامل يزيد من فاعلية هذه القوة لاشك يرفع طاقة النهر، مثال ذلك كمية المياه فى المجرى أو كتلتها المتحركة، فإن جملة جذب كتلة مائية كبيرة تكون أعظم من جذب كتلة صغيرة، وتبعاً لذلك فإن النهر حين الفيضان يمتلك طاقة أكبر، بسبب ازدياد حجم المياه، ومن ثمَّ يتميز بقابلية أعظم للنقل والنحت منها أثناء التحاريق (انخفاض منسوب المياه فى الفصل الجاف).

ب) مدى ارتفاع المجرى عن مستوى قاعدة التعرية:

فكلما ازداد الفرق الرأسى بينهما كلما ازدادت طاقة النهر الكامنة Potential

Energy وهى الطاقة المخزونة فى المياه لأنها تشغل، ولو مؤقتاً، موقعاً أعلى من دفع الجاذبية الأرضية.

جـ) درجة انحدار المجرى:

وهى مهمة للغاية لأنها تتحكم فى سرعة Velocity جريان المياه. وكلما ازدادت السرعة، عظمت كمية الطاقة الحركية Free or Kinetic Energy وهى الطاقة التى تستهلك بالفعل فى حركة المياه وحمولتها. وهذا هو السبب فى أن الأنهار التى تجرى فى مناطق جبلية تتميز بانحدارات شديدة، وتتغذى بكميات ضخمة من مياه الأمطار أو مياه انصهار الثلج والجليد، وتتمكن فى بعض الأحيان من نقل كميات هائلة من الجلاميد الصخرية الكبيرة الحجم جداً بسهولة ويسر.

وتتشتت طاقة النهر الكامنة وتتبدد طاقته الحركية بواسطة نمو الاحتكاك الذى يسبب تحولهما إلى طاقة حرارية Heat Energy ذلك الاحتكاك فيما بين المياه المتحركة وقاع النهر، وهذا ما يعرف بالاحتكاك الخارجى External Friction، وفى جسم النهر ذاته، وهو ما يسمى الاحتكاك الداخلى Internal Friction. ولقد تستهلك عملية نحت جوانب وقاع المجرى المائى بواسطة قوة ضغط المياه وما تحمله من رواسب قسماً من الطاقة المفقودة.

العوامل المؤثرة في استهلاك الطاقة النهرية نتيجة للاحتكاك الخارجي:

وهناك عدة عوامل تؤثر فيما يستهلك من الطاقة نتيجة للاحتكاك الخارجى نجملها فيما يلى:

١- **معظم الأنهار تحرك حمولة قاع أو حمولة جر** Bed or Traction Load وكلما تضخمت تلك الحمولة وكانت موادها أخشن، كلما ازداد استهلاك الطاقة، لأن حركة المياه وحدها فوق الصخور تولد حرارة أقل من الحرارة الناتجة عن حركة الفتات الصخرى الصلب فوق الصخر.

٢- **شكل قناة النهر مهم للغاية:** لأنه يقرر طول خط التلامس فيما بين الماء الجارى والقاع، وهو ما يسمى «المحيط المبلل» Wetted Perimeter الذى يبدو فى هيئة قوس يصل نقطة تلامس الماء بإحدى الضفتين ماراً بالقاع إلى نقطة تلامس الماء بالضفة الأخرى. ذلك أنه بالنسبة لكمية تصريف مائى معلوم، يزداد طول المحيط المبلل كلما كان مجرى النهر ضحلاً وعريضاً، بينما يقل طول المحيط المبلل حينما يكون المجرى عميقاً وضيقاً.

وتتحدد فاعلية مجرى النهر هنا بما يسمى نصف القطر المائى Hydraulic Radius الذى يمثل النسبة بين مساحة القطاع العرضى لمياه النهر عند نقطة معينة Cross - Sectional Area وطول المحيط المبلل، وبعملية حسابية بسيطة يتبين أنه كلما كبر نصف القطر المائى (الناشىء عن صغر المحيط المبلل)، كان النهر أكثر فاعلية وتأثيراً. ويكون القطاع العرضى للنهر نموذجياً حينما يكون نصف دائرى Semicircular وحينئذ ينخفض فقدان الطاقة من الاحتكاك الخارجي إلى أدنى حد ممكن.

وحينما ندرس المجارى النهرية فى الحقل، نجد أنها نادراً ما تصل إلى هذا الشكل النموذجى، بل حتى لا تقترب منه. ذلك أن معظمها عريض نسبياً وقيعانها منبسطة، وضفافها شديدة الانحدار، بل أحياناً يصيبها النحت والتقويض السفلى. وأسباب ذلك متعددة.

من ذلك أن الأنهار أثناء فيضاناتها تغزو ضفافها فتنحتها، وبذلك توسع مجاريها، لكن عندما يهبط منسوب المياه فيها، لا يمكن تجديد أو تعويض المواد المنحوتة، لأن المجارى لم تعد ممتلئة بالمياه فياضة Bankfull Stage. وبدلاً من ذلك، يحدث الترسيب فوق قاع المجرى، مكوناً لشطوط Banks وضحاضيح Shoals. وفى الأماكن التى تتكون عندها ضفاف النهر من مواد مفككة هشة، كالرمال والغرين النهرى، فإن النهر يواصل توسيع مجراه بسهولة، كما وتنشأ شطوط وجزر نهرية، ويتشعب النهر، وتتعدد مجاريه، ويصبح مضفراً Braided.

ويؤدى استمرار تدهور الضفاف ونحتها واكتساح موادها إلى تكوين مجارى عريضة جداً، كما وقد يهجر النهر بعض أجزاء مجراه حين يقطع إحدى ضفتيه فى أكثر من موضع. وتبدو هذه الظاهرة على نطاق واسع نسبياً فى سهول الارساب الجليدى Sandy Outwash Plains أمام كثير من الأنهار الجليدية فى جبال الألب وأراضيها الأمامية حيث نجد الكثير من المجارى العريضة المضفرة المعقدة. وتتكون المجارى النهرية التى تتميز بنصف قطر مائى فعال نسبياً حينما تتكون ضفافها من مواد صلصالية أو حصوية متماسكة.

٣- **حجم قناة النهر:** عامل ثالث فى تقرير فاعلية النهر بالنسبة لفقدان الطاقة بالاحتكاك الخارجى. فمن الواضح أنه كلما ازداد تصريف النهر كلما ازداد المحيط المبلل طولاً. ومع هذا فإن نصف القطر المائى يزداد هو الآخر، وفى بعض الأحيان يزداد زيادة كبيرة. وتبعاً لذلك فإن استهلاك طاقة النهر بسبب الاحتكاك الخارجى تتناقص نسبياً. ومن ثم تتوفر لنهر عظيم الحجم طاقة أكبر لاستخدامها فى نقل الحمولة من نهر

صغير، ويستدل على صحة هذه المقولة تلك الكميات الهائلة من المواد التى تحركها وتنقلها مياه النهر حين الفيضان.

ومع هذا فإن المسألة ليست بهذه البساطة. ذلك أن الزيادة فى تصريف النهر يصاحبها عادة ازدياد فى حجم حمولة القاع، وفى هذه الحالة يشتد ساعد الاحتكاك الخارجي وكذلك النحت النهرى. والواقع أنه من الخطورة بمكان محاولة التعامل مع مختلف أوجه النشاط النهرى فرادى كل على حدة، ذلك لأنها مترابطة متشابكة يستحيل الفصل بينها.

ولقد حاول بعض الكتاب حساب نسبة طاقة النهر المستهلكة فى كل مما يأتى:

(أ) حركة المياه (ب) حركة الحمولة (جـ) عملية النحت Corrasion وهذا ما يستحيل تحقيقه، لأن حركة الحمولة لا يمكن أن تتم بدون حركة المياه، ونحت القاع النهرى Corrasion لا يحدث إلا بوجود حمولة قاع متحركة.

وحينما نعود إلى مسألة فاعلية الأنهار الكبيرة، ينبغى أن نعترف بامتلاكها قوى عظيمة لكلا النقل والنحت، ولكن ربما يكون سبب تلك القوى وجود طاقة كلية ضخمة، وانخفاض كبير فى تأثير «وعورة قاع المجرى» Channel Roughness.

هذا وينبغى أن نشير إلى أن الزيادة الشاذة في التصريف النهرى قد تؤدى أحياناً إلى نقص واضح فى فاعلية النهر، فإذا حدث مثلاً وفاض نهر من أنهار السهول، وعلا ضفافه وتجاوزها وانتشر وتوزع فوق سهله الفيضى، فإن طول محيطه المبلل يزداد زيادة كبيرة، مما يترتب عليه نقص شديد فى نصف قطره المائى، مصحوباً باضمحلال واضح محسوس فى سرعة جريان مياهه. وتبعاً لذلك تنخفض طاقة النهر انخفاضاً ملحوظاً، ومن ثم يحدث إرساب حمولة النهر بالضرورة. وهكذا تتضح آلية (ميكانيكية) بناء السهول الفيضية وتواصل نموها رأسياً بتتابع إرساب الحمولة النهرية.

٤ - وعورة قاع المجرى: Roughness of the Stream Bed

تؤثر تأثيراً شديداً فى استهلاك الطاقة بالاحتكاك الخارجي. ذلك أن استهلاك طاقة النهر يشتد حينما يزخر قاعه بالحفر الوعائية العميقة، وبالمكاشف الصخرية الصلدة، وتكثر به الجلاميد والكتل الصخرية الكبيرة، كما فى حالة الأنهار الشابة بالمناطق العالية المضرسة، بينما يقل الفاقد من طاقة النهر الذى يتميز بقاع أملس ممهد بواسطة غطاء من الرمال والطمى.

ومع هذا، فلقد تتضاءل سرعة المجارى المائية الجبلية بتأثير وعورة قيعانها رغم جريانها فوق منحدرات شديدة، حتى لا تكاد تزيد على سرعة جريان المياه فى أنهار

السهول التى تقطع منحدرات هينة الانحدار. ويلاحظ النقص المستمر فى وعورة قيعان الأنهار بالاتجاه نحو أدانيها، وتبعاً لذلك تزداد فاعلية النهر كلما نما وتضخم واقترب من البحر. ولاشك أن تأثير وعورة القاع النهرى تتضاءل نسبياً بالابتعاد عن المنابع، لأنه كلما أصبح المجرى أكثر عمقاً، كلما قلت قدرة شكل القاع النهرى على إعاقة الحركة فى جسم كتلة المياه الرئيسية الجارية.

العوامل المؤثرة في استهلاك الطاقة النهرية نتيجة للاحتكاك الداخلي:

هناك عدة عوامل يتوقف عليها مدى فقدان الطاقة النهرية أو استهلاكها بسبب الاحتكاك الداخلى Internal Friction نجملها فيما يلى:

١- **درجة الاضطراب المائي**، وتلاطم كتل الماء ببعضها، وحدوث الدوامات المائية. فكلما كثر الاضطراب المائى وازدادت الدوامات، تباينت واختلفت سرعات تحرك الكتل المائية المجاورة، ونشأ ما يسمى بالقص اللزج Viscous Shear ويزداد الاضطراب المائى وحدوث الدوامات المائية فى مياه الأنهار بواسطة ارتفاع سرعة جريان المياه، وشدة وعورة قاع المجرى المائى، والتغيرات المفاجئة فى اتجاه المجارى النهرية.

٢- مدي عظم الحمولة العالقة: فيزداد الاستهلاك أو الفقدان الداخلى للطاقة النهرية، حينما تكون الحمولة العالقة Suspended Load كبيرة لأنها تزيد من «لزوجة Viscosity» المجرى المائى، مثلما يحدث فى فترات هطول الأمطار الغزيرة والفيضان، حينما ترد إلى النهر كميات كبيرة من المواد العالقة الدقيقة إما من منحدرات الوادى المجاورة أو المنحوتة من ضفافه.

النقـــل النهـــري

يستهلك النهر جزء من طاقته فى الاحتكاك بقاعه وجوانبه، ويفقد جزء آخر منها فى تلاطم كتل الماء ببعضها نتيجة للاضطراب والدوامات التى تحدث فيها، أما الجزء المتبقى من الطاقة فيستخدمه النهر فى نقل حمولته. وتتألف حمولة النهر من المواد التى فتتتها التجوية، أو التى حملتها إليه روافده أو التى جرفتها إليه مياه الجليد المنصهر، بالإضافة إلى الرواسب التى نحتتها مياه النهر ذاته.

وتعظم مقدرة النهر على الحمل Competence حينما تكثر مياهه، وتزداد سرعة تياره فى زمن الفيضان.

أساليب النقل النهري

يتم نقل المواد بواسطة الماء الجارى بالطرق الأربع الآتية:

١- الجــــر Traction

الجر أو السحب هى العملية التى يتم بواسطتها تحريك حبيبات الرواسب المختلفة الأحجام عن طريق الدحرجة على طول قاع المجرى، ولهذا تسعى حمولة النهر التى تتحرك على امتداد القاع سواء بالتدحرج أو الجر أو السحب بحمولة القاع Bed Load أو حمولة الجر Traction Load ويزداد حجم حمولة القاع أو الجر ويتعاظم أثناء مواسم الفيضان واشتداد سرعة جريان المياه، كما تتمكن المياه حينئذ من دحرجة وجر كتل صخرية كبيرة، ما كان باستطاعتها تحريكها فى مواسم التحاريق (انخفاض فى منسوب المياه). كما وأن الفتات الصخرى الدقيق الذى عادة ما يتحرك بالجر على امتداد القاع فى مواسم قلة المياه نراه وقت الفيضان يتحرك بالقفز Saltation بل يصبح محمولاً بالمياه ضمن الحمولة العالقة Suspended Load.

٢- القفـز: Saltation

تتحرك حبيبات الرواسب الكبيرة نسبياً فوق قاع المجرى بقوة دفع التيار المائى عن طريق القفز Jumping، فهى تلمس قاع النهر على فترات ومسافات. ذلك أن أية حبيبة مستقرة فوق القاع النهرى تعوق الماء المتحرك وتعترض سبيله إلى حد معلوم، فينشأ ضغط مائى (هيدروليكى) خلفها. وسرعان ما تتمكن المياه من التغلب على مقاومة الحبيبة فتتدحرج كما فى حالة الجر Traction أو قد تدفع إلى أعلى فتحتويها المياه المتحركة ضمن الحمولة العالقة. ومع هذا فإذا لم تكن صغيرة وخفيفة، فإن الجاذبية الأرضية قد تلزمها بالعودة ثانية إلى قاع المجرى، ثم تتكرر العملية من جديد.

٣- التعـــلق: Suspension

يتم تحريك معظم المواد الدقيقة فى هيئة معلقة بالمياه الجارية، وفى البداية ترفع هذه المواد من القاع بالدفع الهيدروليكى (المائى) أو تأتى إلى المياه الجارية من الضفاف، وتدخل على الخصوص ذلك الجزء من المجرى المائى حيث يعظم الاضطراب المائى. ويكون ذلك عادة على مسافة من قاع المجرى، حيث يكون الجريان المائى من النوع الصفحى Laminar Type وتتمكن الحركات الدوامية المعقدة من تعويم الحبيبات الدقيقة، التى تبقى معلقة فى المياه أثناء جريانها تجاه المصب. وينبغى أن نضيف القول بأن الجريان المضطرب ليس السبب الوحيد فى التعلق، لأن بعضاً من

المعادن الصلصالية الدقيقة تتصف بمعدل إرساب منخفض للغاية، حتى أن أقل حركة للماء الجارى كافية لإبقائها عالقة أبداً.

٤- الإذابـــة: Solution

فى بعض المناطق تنشط التجوية الكيميائية، إما لأسباب مناخية مثل وفرة الرطوبة والحرارة، أو ليثولوجية تختص بنوعية الصخر واستجابته السريعة للإذابة فى المياه العادية أو الحامضية. ولهذا نرى مياه الأنهار تحوى حمولة ضخمة من المواد الذائبة. فالأمطار التى تغذى الأنهار تذيب أثناء سقوطها بعضاً من ثانى أوكسيد الكربون الموجود فى الجو، ومن ثم تستطيع مياه النهر أن تذيب كثيراً من الصخور الجيرية، خصوصاً إذا كان النهر يجرى بجميع طوله فوق أراض جيرية كنهر شانون Shannon فى أيرلندا، وفى مثل هذه الحالة تقل حمولة الجر، والقفز، والتعلق، بل قد تتلاشى تماماً.

تباين حجم ونوعية الحمولة النهرية

من الواضح أن حجم الحمولة النهرية يتباين كثيراً من موسم إلى آخر، ومن مكان إلى مكان، وكذلك الحال بالنسبة لطبيعتها ونوعيتها.

ويرجع ذلك لأسباب عدة نذكرها فيما يلى:

١- التباين في طاقة النهر:

ذلك أن طاقة النهر ليست ثابتة، فهى تزداد ازدياداً عظيماً فى بعض الأحيان مثل مواسم الفيضان، حينما تكثر المياه وتعظم سرعتها. وقد اقترح البعض أن قابلية الحمل النهرى Capacity أى مقدرته Ability على تحريك جملة الحمولة Total Load، تتباين تبعاً لما يسمى القوة الثالثة لسرعته Third Power of its velocity وبعبارة أخرى، حينما تتضاعف سرعة النهر فإن قابلية الحمل تزداد ثمانى مرات. ويمكن الأخذ بهذا المبدأ على سبيل التقريب لأن الأمر يتوقف إلى حد كبير على أحجام مكونات الحمولة. فمن السهل أن يحرك النهر المواد الرملية الدقيقة، والطمى والطين، سواء بواسطة القفز أو بالتعلق، بينما يصعب عليه تحريك حمولة القاع من الكتل الصخرية الكبيرة والجلاميد.

ونادراً ما يبلغ النهر قابلية حمولته الكلية Full Capacity أى يصبح كامل الحمولة Fully Loaded وذلك لأسباب عدة. مثال ذلك ما نجده فى منطقة جبلية ممزقة، ومقطعة تقطيعاً شديداً وعميقاً، فهنا نجد قاع النهر الصغير مفروشاً بالحصى، وبالحطام الصخرى والجلاميد، وهذه المواد جميعاً تشكل حمولة النهر، لكنها لا تتحرك من مكانها

تحت ظروف الجريان المائى العادى فى النهر. وإذا ما انعدم أو قل وجود المواد المجواه الدقيقة، فإن النهر قد لايقوم بوظيفة النقل ويصبح حينئذ قليل الحمولة Underloaded أو عديمها وسبب ذلك أن النهر، فى وقت ما يكون كفء Competent لتحريك مواد ذات ثقل أقصى معلوم، يتوقف على سرعته Velocity وقوته Power الفعلية. فإذا لم يبلغ النهر سرعة جريانه الحرجة Critical Velocity فإنه لا يستطيع تحريك المواد، ومن ثم لا تستهلك طاقة النهر الحركية فى تحريك الحمولة ما لم تتوفر مواد أخرى أصغر حجماً وثقلاً. ويحدث ذلك حينما تزداد سرعة النهر أو تكثر مياهه، كما فى موسم الفيضان، فتصبح كفاءة النهر Competence وافية لنقل الجلاميد والكتل الصخرية الكبيرة.

ويحدد كفاءة النهر ويدل عليها ثقل أكبر قطعة صخرية يمكن لنهر أن ينقلها وهو فى سرعة معلومة. وكلما ازدادت السرعة النهرية ارتفع الحد الأقصى لنقل المواد التى ينقلها، وإن كان هذا لا يتم بنسبة مباشرة. ذلك أن كفاءة النهر تتباين تبعاً لما يعرف بالقوة السادسة لسرعة النهر Sixth Power Law وهو مبدأ توصل إليه هوبكينز W. Hopkins عام ١٨٤٢. ومؤداه أنه «حينما تزداد سرعة النهر إلى الضعف، ترتفع كفاءته ست مرات» وبعبارة أخرى حينما تبلغ سرعة النهر الضعف، يتمكن النهر من نقل كتل صخرية يزيد وزنها ست مرات. ومن ثم فإن لكل سرعة نهرية ما يناسبها من حد أقصى لقطع المواد الصخرية التى تنقلها.

وبالمثل فإن لكل قطعة صخرية سرعة معلومة ينبغى أن يبلغها النهر قبل أن يستطيع تحريكها ونقلها. ومع هذا فإن النهر حينما يبلغ سرعة كافية لتحريك قطعة الصخر، فإن حركتها تستمر حتى ولو ضعفت السرعة بقدر معلوم. وبعبارة أخرى فإن سرعة تحريك المواد تفوق السرعة اللازمة لاستمرار تحريكها ونقلها.

ويتضح الفرق بين السرعة اللازمة للتحريك والسرعة اللازمة لاستمرار التحريك والنقل فى حالة الحبيبات الدقيقة. فحبيبات الطين يمكن نقلها بواسطة نهر سرعته منخفضة جداً، لكن هذه السرعة لا تكفى اطلاقاً لنحت الضفاف الطينية أو لالتقاط حبيبات الطين الساكنة ونقلها. ومادامت الكفاءة Competence تتحدد بالسرعة، فإن قابلية الحمل (وهى الحمولة الكلية) تتحدد بالكفاءة. ومع هذا فقد نجد نهراً بطىء الجريان (أى بكفاءة منخفضة) لكنه عظيم الحمولة، وحينئذ لابد وأن الحمولة مكونة من مواد طينية دقيقة فى حالة تعلق.

وشكل مكونات الفتات الصخرى ومظهره مهم ومؤثر فى كفاءة النهر وقدرته على تحريكها، وبالتالى يصبح مبدأ القوة السادسة تقريبى جداً، ذلك أن الجلاميد الصخرى حينما تكون خشنة مسننة زاوية، فإنها تتشابك ببعضها وبقاع النهر، ويصبح من الصعب زحزحتها وتحريكها على عكس جلاميد صخرية مستديرة ومصقولة من ذات الوزن.

الحمولة المتاحة:

تتباين حمولة الأنهار من حيث الحجم والنوع تبعاً لنوعية الصخور في المنابع وعلى طول امتداداتها. فالأنهار التي تجري بجنوب انجلترا الذي تتكون أرضه من صخور طباشيرية، تتميز بصفاء مياهها، رغم أنها تجري بقوة طوال السنة، وتتصف بقدر كبير من الجريان المضطرب، ومثلها نهر تيست Test واتشين Itchen ومن الواضح أن الحمولة العالقة لهذه الأنهر صغيرة جداً، بينما الحمولة الذائبة كبيرة، وهي مكونة من بيكربونات الكالسيوم التي أنتجتها التجوية الكيميائية من الصخور الطباشيرية. ومثل هذا يقال أيضاً عن نهر شانون الذي يجري بنطاق طباشيري الصخر بأيرلندا.

وتقل حمولة القاع وحركتها في أنهار جنوب انجلترا، مثل الصوان والحطام الصخري الخشن، رغم وجود شواهد مثل المدرجات الحصوية النهرية وفرشات الحصى، تدل على أن النقل النهري بالجر كان مهماً في عصر مضى وهو البلايوستوسين، حينما كانت عمليات الانسياب الأرضي وغيرها من عمليات هوامش الجليد Periglacial Solifluxion توفر كميات ضخمة من الحطام وتدفع بها إلى أنهار وقيعان الأودية.

وتنقل الأنهار كميات كبيرة من الغرين والطين كحمولة عالقة، حينما تنبع وتجري في مناطق تتألف من مكاشف صخرية طينية، مثل نهري آرون Arun وأوسي Ouse اللذين يجريان بإقليم الويلد Weald خاصة عقب فترة مطر طويلة، حينما تبدو المياه بنية اللون معتمة.

٣- طبيعة الحمولة:

عادة ما تتأثر طبيعة الحمولة النهرية بالقرب أو البعد عن منطقة المنابع. ففي منطقة المجاري العليا للنهر، تتألف الحمولة غالباً من المواد الخشنة التي يمكن تحريكها ونقلها بسهولة عن طريق البحر، ذلك لأن النهر في أعاليه يصرف مياه منطقة تتميز في العادة بتضاريس وعرة وانحدارات شديدة، وعمليات تجوية سريعة نشطة. وبالاتجاه نحو أدنى النهر تستدق مكونات الحمولة، وذلك بسبب عملية التفتت بالاحتكاك Attrition أي عملية اصطدام المواد الصخرية ببعضها وبقاع النهر أيضاً، وتنقل بعد ذلك بطريق القفز ثم بالتعلق. ويعكس هذا النقص المستمر في أحجام مكونات الحمولة بالاتجاه نحو أدنى النهر سرعة حركة الحبيبات الدقيقة العالقة، التي يجرفها تيار النهر نحو المصب، بينما تتخلف المواد الخشنة في أحباس النهر العليا والوسطى.

٤- عمر النهر وحوضه:

لا شك أن المرحلة التي يكون بها النهر وحوضه من دورة التعرية تؤثر تأثيراً

واضحاً فى حجم الحمولة وطبيعتها. ففى مرحلة الشباب النهرى تكون التضاريس عالية، وتتميز بمنحدرات شديدة، وسرعة وشدة فى التجوية والتعرية، وتبعاً لذلك ترد إلى النهر حمولة ضخمة جداً من الفتات الصخرى المختلف الأحجام والأشكال.

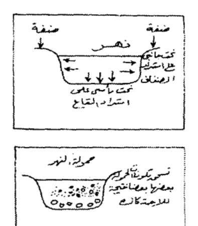
وإذا بقى مستوى قاعدة التعرية النهرية ثابتاً، بينما انخفضت التضاريس وتضاءلت المنحدرات، لتنتهى البيئة الطبيعية إلى مرحلة الشيخوخة، فإن جملة الحمولة التى ترد إلى النهر تتناقص إلى حد كبير، وتتألف حينئذ من حبيبات دقيقة للغاية، تتحرك نزلاً بالتعلق مع تيار المجرى البطىء إلى المصب.

هذا وقد أحصيت كميات الرواسب التى يحملها نهر النيل، والتى كانت تمر عند وادى حلفا بنحو ١٠٠ مليون طن كل سنة، منها نحو ٣٠ مليون طن من الرمال الدقيقة، وحوالى نفس القدر (٣٠ مليون طن) من الصلصال، والباقى (٤٠ مليون طن) من الغرين، وقد اشتقت معظم هذه المواد من تعرية الصخور البركانية فى هضبة الحبشة، وهى غنية بالمعادن التى عملت على تخصيب الأرض الزراعية المصرية، وتجديد خصوبتها كل عام، حينما كانت تنتشر فوقها مع مياه كل فيضان. وقد بدأ السد العالى منذ ١٩٦٧ فى حجز مياه الفيضان، وأمامه يتم إرساب قدر هائل من المواد العالقة.

وينقل نهر المسيسبى كل سنة حمولة من الرواسب تقدر بنحو ٣٤٠ مليون طن من المواد العالقة، و ٤٠٠ مليون طن عن طريق الجر (حمولة القاع)، وحوالى ١٣٦ مليون طن من المواد الذائبة.

النحــــت النهــــري

قد تبدو دراسة فعل الأنهار كعامل نقل قبل مناقشة فعلها كعامل نحت أمر غير منطقى، لكننا ينبغى أن نعلم أن حمولة النهر عامل هام جداً فى النحت.



شكل (١٠) عمليات النّحت النهري

وتقوم الأنهار بدورها كعامل نحت من خلال أربع عمليات نوجزها فيما يلى:

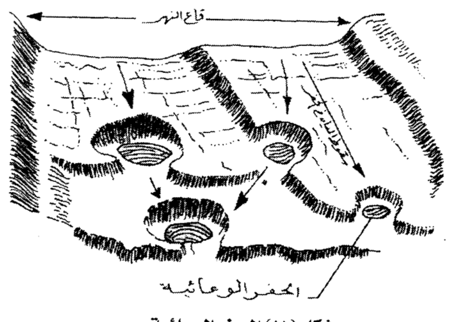
١ - الفعل الميكانيكي للمياه: Hydraulic Action

ويتمثل فى قوة تحركها فى المجارى المائية. فالمياه المندفعة لها مقدرة على اكتساح المواد المفككة التى تصادفها فى طريقها، كما تدخل المياه فى الشقوق وفتحات الفواصل، وتتماوج فيها، فيساعد على تحطيم الصخر الصلب. وللاضطرابات المائية والدوامات التى تنشأ عند منحنيات المجرى تأثير قوى، فهى تعمل على نحت وتقويض ضفاف المجرى Bank - Caving or Cavitation خصوصاً إذا كانت تتركب من صخور رملية ضعيفة التماسك، أو من صخور صلصالية أو حصوية.

٢ - النحت بواسطة الحمولة: Corrasion

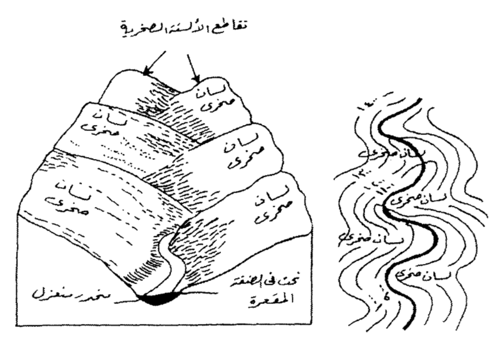
يستعين النهر فى نحت الجوانب والقاع بحمولته التى يستخدمها كأداة طحن وسحق. ويشتد فعل هذه العملية حيث تستطيع الدوامات المائية، والجريان المائى المضطرب إدارة الحصى والجلاميد فى الفجوات التى توجد فى قاع (أو سرير) المجرى، فتحفر ما يسمى بالحفر الوعائية Pot - Holes ونتيجة لنحت القاع وجرف مواده، يزداد عمقه. وتضاف المواد الصخرية المنحوتة إلى حمولة النهر، مما يعزز قدرته على مواصلة النحت والتعميق.

وهناك حد لهذه العملية بطبيعة الحال. فحينما يصل النهر إلى كامل حمولته تتوازن عملية النحت مع عملية الارساب. ويعنى هذا أن النحت الرأسى Vertical Erosion



شكل (١١) الحفر الوعائية

بواسطة الحمولة يميل إلى التوقف، بينما يتقابل فعل النحت الجانبى Lateral Erosion مع الارساب فى قوسى الثنية النهرية. وفيما بين مرحلة صفاء مياه النهر وخلوها من الحمولة، ومرحلة اكتمال الحمولة، توجد مرحلة يكون النحت الرأسى النهرى أعظم ما يكون قوة واقتداراً.



شكل (١٢) منعطفات الشباب

٣- عملية السحق: Attrition

ويقصد بها احتكاك المواد الصخرية التى تتألف منها حمولة النهر ببعضها، كما تصطدم بالقاع وبالجوانب، فتتحطم وتتمزق، وتزداد تفتيتاً، ويصغر حجمها باستمرار بالاتجاه نحو المصب، وبالتالى يسهل نقلها بالقفز ثم بالتعلق.

٤- عملية الإذابة والتحلل: Solution

ويتم النحت النهرى هذه المرة عن طريق الإذابة والتحلل، وتسمى هذه العملية أحياناً بالنحت الكيميائى Corrosion وتتلخص، كما شرحنا فى موضع سابق، فى قدرة مياه النهر، بما تحويه من غازات ومواد ذائبة فيها، أن تحلل وتذيب بعض أنواع الصخور التى يتألف منها نطاق مجرى النهر. وتعد الصخور الجيرية والطباشيرية والدولوميتية أكثر الصخور قابلية للإذابة بمياه الأنهر، ولهذا كانت الأنهار التى تجرى فى مناطق تتركب من تلك الصخور أقدر على النحت الكيميائى وتكوين أودية عميقة واسعة من تلك التى تجرى فى صخور نارية أو رملية كوارتيزية متماسكة.

وتعمل مياه النهر أيضاً على تفكك وتحلل الصخور التى تتألف فى معظمها من معادن غير قابلة للذوبان، فلا تذوب كل مكونات الصخر فى هذه الحالة، وإنما تحلل المياه بعض العناصر التى تدخل فى تركيبه، فينحل ويفقد تماسكه ويتحول إلى حطام صخرى يضاف إلى الحمولة النهرية.

تكوين الأودية النهرية وتشكيلها

يحدث النحت النهرى وتتكون المجارى المائية والأودية النهرية وتتشكل بفعل ثلاث عمليات مترابطة ومتلازمة وهى:

١- النحت الرأسي وتعميق الوادي Downward Corrasion

ويشتد فعل هذه العملية فى الأنهار التى تتميز مجاريها بانحدارات شديدة وبحمولة جر (أو حمولة قاع) متحركة عظيمة.

٢- النحت الجانبي وتوسيع الوادي: Lateral Corrasion

ويتم ذلك بالنحت فى الجوانب المقعرة من الثنيات النهرية أثناء تكوينها ونموها وتطويرها خلال الدورة التحاتية.

٣- النحت الصاعد وإطالة الوادي: Headward Erosion and Extension

وترتبط هذه العملية بنقاط تجديد الشباب النهرى Knickpoints والمسارع Rap- ids، والمساقط المائية، وجميعاً ترتبط أصلاً بالتباين فى التراكيب الصخرية والاضطراب فى دورة التعرية النهرية.

ويتعاصر فعل هذه العمليات الثلاث جميعاً فى كثير من الأنهار، لكن قد يسود نشاط عملية دون الأخرى فى بعض الأحايين. ويرى كثير من الكتاب ومنهم جيلبيرت Gilbert (١٩٠٩) أن الأنهار غالباً ما تنحت رأسياً وتعمق أوديتها حينما تكون قليلة الحمولة Underloaded بينما تنحت أفقياً وتوسع أوديتها حينما تكون كاملة الحمولة Fully Loaded ويرجع كريكماى Grickmay (١٩٣٣) أن الأنهار فى مرحلة الشيخوخةتستطيع، رغم أنها غير قادرة على نقل حمولة كبيرة بسبب بطء سرعتها، أن تنقل مجاريها باستمرار، وتصنع منعطفات كبيرة، وتنشىء فى النهاية سهولاً عريضة بالنحت الجانبى، ويسود فى الأنهار المتجددة الشباب، عمليات النحت الرأسى، وتراجع نقاط التجديد، وتكوين الأودية العميقة والمنعطفات المتعمقة Incised Meanders.

ولا يختلف اثنان فى أن الأودية النهرية من الظواهر المألوفة الشائعة فى البيئة الطبيعية، وأن غالب الأودية من صنع التعرية النهرية. ومع هذا لا ينبغى أن يتبادر إلى

الذهن أن أنهار الحاضر كلها ما تزال تنحت مجاريها بفاعلية محسوسة، ذلك أن كثيراً من الأنهار، خاصة منها أنهار السهول، التى تتميز بسهول فيضية مكتملة، تقوم حالياً فى الأغلب الأعم بوظيفة الارساب. وحتى حيث لا يتضح مثل هذا الارساب، فإن النحت يكون ضئيلاً، لأن حمولة النهر تكون غير كافية للعمل التحاتى.

وحسبما يرى راستال Rastall (١٩٤٤)، وبحق، أنه من الصعب أن نتصور كيف يمكن لحبيبات صغيرة ضئيلة كثافتها بين ٢,٧٥ – ٣، تتحرك بخفة على امتداد قاع النهر، يمكن أن تنجز أى فعل تحاتى ميكانيكى، خاصة وأن ثقلها الحقيقى يتناقص بالحركة والنقل. هذا ولا يوجد أى دليل يشير إلى تأثير تحاتى تقوم به أنهار جنوب انجلترا التى تجرى فى منطقة جيرية مثل نهرى تيست Test واتيشين Itchen أو نهر شانون Shannon بأيرلندا، اللهم إلا حيثما تتكون الضفاف من رواسب فيضية مفككة، ففيها يتم نحت قليل غير ذى أهمية.

ويبدو والحالة هذه، أن أنهار الحاضر تقوم فى الغالب بوظيفة النقل، لا النحت، فهى تحمل المواد المجواه التى ترد إليها بطريق زحف التربة وغسل المطر من منحدرات جوانب الأودية إلى أدانيها ومناطق مصباتها.

وفيما يلى دراسة مفصلة للعمليات الثلاث التى يتم بها حفر المجارى المائية وتوسيع أوديتها.

النحت الرأسي وتعميق الوادي

يتم النحت الرأسى والتعميق بواسطة المجارى المائية عن طريق عدد من العمليات تعمل فرادى لكنها متعاونة تنهى حفر المجارى ونحرها. وفيما يلى شرح موجز لكل منها:

١- النحت بواسطة الحمولة: Corrasion

ويتم بواسطة ضغط حمولة القاع الضخمة التى تتحرك بسرعة فوق أرضية النهر. وتحقيق هذه العملية ودليلها واضح فى وجود الحفر الوعائية التى ترصع قاع النهر، وهى التجاويف التى حفرتها الكتل الصخرية والحصى أثناء حركتها الدائرية فيها التى تسببها الدوامات المائية والجريان النهرى المضطرب السريع، ودليل آخر على فعل الحمولة وتأثيرها فى نحر القاع وتعميقه تلك البرك العميقة التى توجد أسفل المساقط المائية، وإن كان يشارك النحت بواسطة الحمولة هنا عملية أخرى تنشأ من قوة سقوط المياه وما يمكن أن تحمله من رواسب إلى حضيض الشلال مشكلة لما يعرف بتعرية الغطس Plunging Erosion.

٢- القوة الهيدروليكية:

وهى القوة المبذولة بواسطة الماء السريع الجريان، ذات أهمية كبرى فى النحت والحفر، خصوصاً إذا ما توفرت ظروف مناسبة لفعلها، كأن يكون الصخر جيد الطباقية وكثير الفواصل والشروخ، وعديد سطوح الانفصام، أو أن يتصف بالضعف الميكانيكى كأن يكون التلاحم بين مكوناته هشاً ضعيفاً. كما يكون للقوة الهيدروليكية أثر فعال فى الأماكن التى يكون اصطدامها المباشر عنيفاً للغاية، كما فى مناطق المسارع Rapids وفى برك الغطس Plunge Pools أسفل الشلالات.

٣- تجوية صخر القاع ميكانيكياً:

وتحدث التجوية الميكانيكية بصورة فعالة فى الأنهار المتقطعة الجريان، ويظهر أثرها فى الفصل الجاف. وفى هذه الحالة يتم تعميق المجرى ونحته رأسياً عن طريق إزاحة مياه النهر لنتاج التجوية من فوق القاع دون تدخل من عملية النحت بالحمولة Corrasion.

٤- النحت الكيميائي:

للنحت الكيميائى أهمية خاصة مؤثرة فى تكوين الأودية وتعميقها فى المناطق التى تتركب من صخور جيرية وطباشيرية. ويتضح ذلك فى تكوين الخوانق فى المناطق الجيرية الرطبة، ومثالها خانق نهر الارى Aare قرب بلدة مايرينجين Meiringen بسويسرا.

النحت الجانبي وتكوين المنعطفات

كيفية تكوين المنعطفات:

يتم النحت الجانبى وتوسيع أرضية الوادى بواسطة النهر الجارى فى منعطفاته. وتعتبر مشكلة تكوين المنعطفات أو الثنيات النهرية Meanders من بين المشاكل الجيومورفولوجية التى أثير من حولها جدل كثير. ولم تعد التفسيرات التقليدية كافية لفهم تكوينها، ومنها عدم الانتظام فى تضاريس وشكل الأرض التى يجرى فيها النهر، أو مصادفة النهر أثناء جريانه لمخارج أو مكاشف صخرية صلبة، وهذا وذاك يسبب انحرافاً فى مجرى النهر ينمو ويتطور مكوناً لمنعطف كبير.

والواقع أن المنعطفات ليست عشوائية فى تكوينها ولا فى حجمها، ولايمكن تفسير تناسقها وانتظامها الكامل على أساس الصدفة، فهى نمو وتطور طبيعى يرتبط بميكانيكية

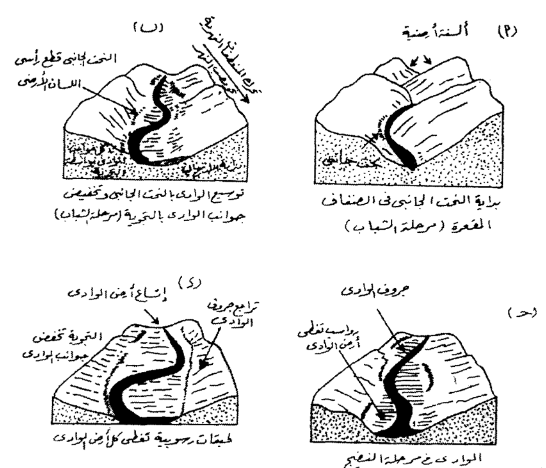
الجريان والنقل النهرى. وقد أمكن إثبات ذلك فى المعامل، حيث حفرت مجارى مستقيمة فى رمال متماثلة التكوين، سرعان ما تكونت فيها منعطفات حالما انسابت فيها مياه جارية. وهناك حقيقة أخرى حاسمة ومقنعة أن المنعطفات أظهر ما تكون نمواً ووضوحاً فى السهول الفيضية التى أرسبتها وأنشأتها الأنهار ذاتها، ولا شك أن أى اضطراب أصلى فى مظهر السطح يكون قد غطى بواسطة الرواسب الفيضية.

ولقد لاحظ عدد من الكتاب وجود صلة وارتباط بين أبعاد المنعطفات وتصريف النهر، وبين منحدر الوادى وحجم وطبيعة الحمولة النهرية. مثال ذلك إذا ما ارتفع التصريف المائى، ازداد تبعاً لذلك اتساع نطاق المنعطفات، وإن لم يكن بنفس النسبة وقد أوضح بيتس (١٩٣٩) عن طريق الدراسة الحقلية أن النهر الذى يجرى فوق سهله الفيضى، ويكون عرضه نحو ١٠٠ قدم (نحو ٣٠ متراً) فإن اتساع نطاق منعطفه يكون حوالى ١٦٠٠ قدم (٤٩٠ متراً)، بينما النهر الذى يبلغ عرضه ١٠٠٠ قدم (٣٠٥ متراً) يزداد اتساع نطاق منعطفه كثيراً فيصل نحو ١٢٠٠٠ قدم (٣٦٦٠ متراً). وتسبب الزيادة فى التصريف النهرى زيادة أيضاً فى طول موجة المنعطف Wave - length of Meander وهو المسافة بين قمتى Crests منعطفين متجاورين.

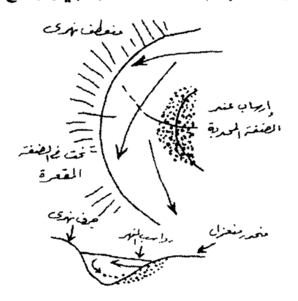
ولعل عامل التصريف النهرى يعلل حقيقة أن المنعطفات ظاهرة تختص بالجزء الأدنى من الوادى، وأنها تضمحل بالاتجاه نحو منابع النهر. ولقد برهنت التجارب المعملية والدراسات الحقلية أن المنعطفات تتكون وتنمو حينما تكون حمولة القاع صغيرة. وهذا بدوره ينهض دليلاً على أن المجارى المائية فى مرحلة الشيخوخة هى التى يرتبط بها صنع المنعطفات. كما يفسر حقيقة أن مجارى الماء المنصهر فوق أسطح الثلاجات، والتى لا تحمل شيئاً من الرواسب، تتثنى صانعة لمنعطفات دقيقة. وغالباً ما يقال أن المنعطفات تنشأ فى المجارى التى تتصف بانحدارات هينة جداً كما فى الأنهار الهرمة، وفوق السهول الفيضية. ومع هذا فإننا نجد أحياناً أن الانحدارات فى الأنهار ذات المنعطفات أشد منها فى المجارى التى تخلو منها، والسبب واضح، فالنهر ذو المنعطفات يتطلب طاقة أكبر للتغلب على ما يفقد منها نتيجة للاحتكاك الناتج عن انحناء المجرى، وهذه يستمدها من سرعة الجريان الناشئة عن الانحدارات الأشد.

ولقد لفت ديورى Dury (١٩٥٨، ١٩٦٦) الأنظار إلى حقيقة أن الأودية، كالأنهار، تتميز غالباً بطابع التثنى والانعطاف. وتتغطى هذه الأودية عادة بفرشة سميكة من الرواسب الفيضية، ويجرى فيها النهر نفسه صانعاً لانحناءات ومنعطفات. لكن منعطفات النهر المحفورة فى رواسب السهل الفيضى أصغر بكثير من منعطفات الوادى، التى سبق نحتها فى الصخور الصلبة. وقد أوضحت الأبحاث أن منعطفات الوادى تماثل

وتتمشى مع المقاييس الخاصة بمنعطفات النهر. ذلك أنه حينما يزداد اتساع الوادى عند منسوب المجرى، يكبر بالتالى طول موجة منعطفات الوادى.



شكل (١٣ أ، ب، جـ، د) النحت الجانبي وتوسيع الوادي



شكل (١٤) النحت والارساب في ضفتي المنعطف Meander

وقد أوضحت عمليات الحفر فى رواسب الحشو الفيضى لمنعطفات الوادى فى جنوب انجلترا وجود مجارى نهرية مطمورة ذات أبعاد أعظم بكثير من أبعاد المجارى الموجودة، وذات صلة وثيقة بأبعاد منعطفات الوادى. وقد استنتج «ديورى» أن تلك الأودية ذات الطابع الانعطافى قد نحتت بواسطة أنهار كانت تشغل كل قيعانها، وأن التصريف المائى لتلك الأنهار يقدر بما بين ٨٠ - ١٠٠ مرة قدر التصريف المائى للأنهار الحالية، مثل هذا التصريف المائى الضخم كان موجوداً أثناء عصر البلايوستوسين، حينما توفرت ظروف مواتية فالأمطار كانت أغزر، والتسرب أقل، والنبات نادر والتبخر ضئيل، إضافة إلى المياه المنصهرة من الثلوج، مما ناسب عظم الجريان السطحى عنه حالياً. وفى فترة ما بعد الجليد ضمرت تلك المجارى العظيمة بالرواسب الفيضية، وشغلت قيعانها الفسيحة الأودية ذات الطابع الانعطافى، التى تجرى بها الآن أنهار ضعيفة غير قادرة على مواصلة النحت.

ميكانيكية النحت الجانبي وتوسيع نطاق المنعطف وأرضية الوادي:

على الرغم من أن العوامل التى تقف وراء تكوين المنعطفات معقدة؛ ولم تتضح بشكل كامل حتى الآن، فإن العملية الميكانيكية التى بواسطتها ينحت النهر فى ضفة من المنعطف بينما يرسب فى الضفة الأخرى، أصبحت واضحة ومفهومة. ويرى كثير من الكتاب أن الجريان المائى هنا يأخذ شكلاً حلزونية أو لولبياً Spiral Flow، يترتب عليه تكوين حركة سطحية للماء تجاه الضفة الخارجية للمنعطف أى نحو جانبه المقعر، بينما يحدث تيار سفلى رجعى (تعويض) يسير على طول قاع النهر، متجهاً نحو ضفته الداخلية، أى إلى الجانب المحدب من المنعطف.

وتفسير هذه الظاهرة التى يتم بواسطتها النحت فى جانب من المنعطف والارساب فى جانب آخر، ومن ثم توسيع أرضية وادى النهر، يبدو واضحاً للغاية. فالتيار الرئيسى للنهر يضطر للانحراف نحو الضفة الخارجية أو الجانب المقعر من المنعطف بكامل قوته، فيتأثر ذلك الجانب بكامل القوة الهيدروليكية، فيعظم فيه النحت الجانبى، مما يؤدى إلى تراجع ذلك الجانب، ومن ثم توسيع نطاق المنعطف، أو بعبارة أخرى توسيع أرضية الوادى، بينما يحدث تيار مائى رجعى، ينشأ عن اصطدام التيار المائى الرئيسى بالجانب المقعر، فتضطر المياه إلى الارتداد سفلياً (لا سطحياً بطبيعة الحال) ومعها الرواسب التى تم نحتها من الجانب المقعر، صوب الجانب أو الضفة المحدبة من المنعطف حيث يحدث إرسابها.

تفسير ظاهرة هجرة المنعطفات نحو مصب النهر:

لقد أمكن تفسير توسيع نطاق المنعطف ومن ثم توسيع أرضية الوادى عن طريق

النحت الجانبى فى الجانب المقعر من المنعطف بالقوة الهيدروليكية، والارساب فى الجانب المحدب عن طريق التيار السفلى الرجعى. لكن هذا العامل لا يصلح لتوضيح هجرة المنعطف وزحفه أو انتقاله صوب أدنى النهر Downstream Meander Migration أو استمرار ضيق عنق المنعطف Meander Neck، بسبب التعرية فى ضفةّ المنعطف المقعرة التى تقع تجاه المنبع، وتلك التى تقع تَجاه مصبه، لينشأ فى النهاية ما يسمى قطع المنعطف Meander Cutoff أى المجرى الجديد المستقيم الذى يشق أو يقطع عنق المنعطف، بدلاً من المجرى الملتوى أو المنعطف القديم، ثم كى تنشأ البحيرة المقتطعة Oxbow Lake.

ولعل فى عامل التصريف المائى واختلافه من فصل لآخر خير تفسير لذلك. ففى مواسم الجريان العادى يصطدم تيار النهر الرئيسى بالضفة الخارجية للثنية، وهذا هو السبب فى توسيع المنعطف. أما فى موسم الفيضان وبالتالى موسم التصريف المائى العالى، فإن تيار النهر الرئيسى، ومن ثم القوة الهيدرولوجية، تنتقل صوب أدنى النهر، وتبعاً لذلك فإن الاصدام وما يتبعه من نحت يحدثان فى الضفة الأقرب إلى مصب النهر، ومن ثم يهاجر المنعطف نحو المصب.

ويزداد نمط الجريان المائى النهرى تعقيداً لإحداث قطوع المنعطفات، ولا تتم هذه العملية إلا بعد ما تتسع المنعطفات كثيراً، فيزداد النحت فى الجانبين المقعرين للثنية، ويضيق باستمرار عنق المنعطف، وينتهى النهر إلى قطعه، واختصار مجراه، ويهجر المنعطف (مجراه القديم)، ويتوالى الارساب الجانبى للمجرى الجديد، وتنقطع الصلة بتكوين الجسور بينهما. ويظهر المنعطف المقطوع الصلة بالنهر أشبه ببحيرة هلالية الشكل تدعى بالبحيرة المقتطعة Oxbow - Lake.

النحت الصاعد

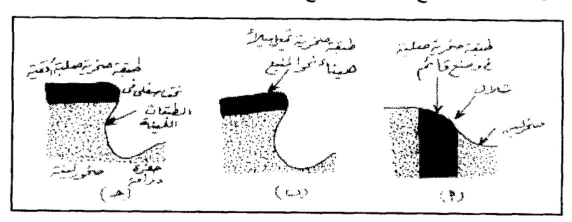
ترتبط هذه العملية غالباً بأجزاء من المجرى عندها يشتد الانحدار. إما بسبب ظهور مكاشف صخرية صلبة، أو نتيجة لهبوط مستوى قاعدة التعرية. وتصف كثير من كتب الجيومورفولوجيا نقط التقطع (تجديد الشباب) Knickpoints or Headcuts فى الانحدار هذه بحتمية التراجع بالنحت صعداً نحو أعلى النهر حتى تصل إلى منبع النهر ذاته. لكن قد تبين من كثير من الدراسات الحقلية والمعملية أن نقط التقطع قد يحدث لها بالنحت تسوية وانبساط دون أن تتراجع نحو المنبع إلا بقدر ضئيل، هذا إذا كان النهر يجرى فى صخور رسوبية ضعيفة ومفككة. وبالمثل إذا صاحب نقط التقطع طبقة صخرية صلدة، وتميل بشدة، فإنها تحافظ على موضعها بينما تتم تسويتها وتمهيدها

بالتدرج على مدى فترة طويلة من الزمن. أما نقط التقطع التى بالنحت تتراجع بالفعل نحو المنبع، فإنها فى ذات الوقت تتضاءل وتسوى ثم تختفى آخر الأمر.

ورغم التحفظات فى الأمثلة السابقة، فإننا لا ينبغي أن ننكر عملية النحت الصاعد، أو ما يسمىٰ بالتعرية التراجعية، لأنها تكون ذات تأثير بين للغاية فى بعض أنماط المجارى المائية، وفى ظل ظروف تركيبية وليثولوجية معينة، نذكر من بينها الأمثلة التالية:

١- حينما تتكون المسيلات Gullies على جوانب التلال، وتكون فى البداية متقطعة، وتتألف من قطاعات عديدة واضحة المعالم. ويحوى كل قطاع منها نقطة تقطع أسفلها مباشرة تبدو مجارى المسيلات خندقية عميقة منحوتة فى المنحدر. ويتدرج المجرى فى الضحولة نزلاً حتى ينتهى القطاع المنحوت بمروحة فيضية. ويؤدى تراجع نقط التقطع إلى تلاحم قطاعات المسيل وتكوين مجرى متحد.

٢- يعتبر تراجع نقط التقطع مهما وعلى نطاق واسع حيثما تكونت المنطقة من تتابع صخرى يتألف من طبقات صلبة وأخرى لينة تميل ميلاً هيناً أو توضع فى هيئة أفقية. وعادة ما ينشأ عن مكاشف الطبقة الصخرية الصلبة شلال، يرتبط تشكيل بركة الغطس Plunge Pool أسفله بعملية التقويض السفلى للطبقة الصخرية اللينة أسفل الشلال. ويعمل احتكاك المياه الساقطة بقاعدة الشلال وبالرش من بركة الغطس على نحت الصخور اللينة السفلى، بينما تبقى الطبقة الصخرية الصلبة العليا بارزة ومعلقة فوقها، ثم لا تلبث أن تتحطم وتسقط نتيجة لثقلها وضغط المياه عليها، وتتكرر عملية النحت السفلى وسقوط أجزاء من الطبقة الصلبة باستمرار ولهذا نجد أن الشلالات تتراجع دائماً نحو المنبع، تاركة وراءها خوانق.



شكل (١٥)

طريقة تكوين الشلال نتيجة لاعتراض طبقة صخرية لمجري النهر في وضع قائم (أ)، أو في وضع مائل تجاه المنبع (ب) أو في وضع أفقي (جـ)

وتعد شلالات نياجارا التى تقع فى مجرى نهر السنت لورانس بين بحيرتى إيرى وأونتاريو بأمريكا الشمالية مثلاً واضحاً لهذه الظروف، فالمنطقة التى تقع فيها المساقط تتركب من صخور سطحية صلبة من الدولوميت، ترتكز على صخور لينة من الشيل والحجر الرملى. وتنحدر مياه النهر من علو ٥٠ متراً على الجانب الأمريكى من الشلالات، ويؤدى سقوط المياه إلى تكوين دوامات تؤثر فى الصخور اللينة السفلى، بينما تظهر الصخور السطحية بارزة معلقة فتتكسر وتهوى. وقد نشأ عن ذلك وعن النحت الرأسى للمياه بالرش والدوامات تكوين خانق بلغ طوله أكثر من ١١ كيلو متراً. وتتراجع هذه الشلالات نحو المنبع بمعدل يتراوح بين ٣٠ – ١٨٠ سم كل عام.

٣– مثل آخر للنحت الصاعد وتراجع نقط التقطع صوب المنبع، حيثما نشأت الشلالات بسبب العيوب والانكسارات. وأكثر أنماطها شيوعاً ما يتكون نتيجة لبروز حافة انكسارية صلبة قبالة كتلة صخرية أقل صلابة فى اتجاه أدنى النهر. ويعزى تكوين شلالات فكتوريا، وارتفاعها ١٠٨ م، على نهر زامبيزى (جمهورية موزمبيق بجنوب شرق أفريقيا) جزئياً لعمليات انكسارية. فالنهر يجرى فوق هضبة بازلتية، تقطعها سلسلة من الفوالق عرضياً عند حوافها الشرقية، مكونة بذلك نطاقات ضعف يسهل على المياه نحتها. وقد تراجعت المساقط، بالنحت الصاعد، مخلفة وراءها خانقاً يبلغ طوله زهاء ١٠٠ كيلو متر. والخانق متعرج المجرى بسبب تقاطع الصدوع بزوايا قائمة.

٤– النحت القاعدى Basal Sapping يؤدى بشكل أو بآخر إلى نحت صاعد فالنحت القاعدى يكون نشيطاً مؤثراً فى الصخور المنفذة حيث تظهر المياه المتسربة فى قطاع المجرى عند أسفل نقطة التقطع، وبالتالى توثر فى تعرية طبقاتها السفلى، وتعجل تراجعها.

٥– النحت الينبوعى Spring Sapping ويعمل أيضاً كنحت صاعد وإلى تراجع وإطالة المجرى النهرى صعداً فى منطقة المنابع. ويحدث فى المناطق التى تتركب من صخور جيرية وطباشيرية. ويشمل النحت والتقويض الينبوعى عدة عمليات هى: تعرية كيميائية تحت سطحية، وتعرية نهرية سطحية، وانزلاقات أرضية للمواد الصخرية المجواه الرطبة، ويشتد فعل تلك العمليات حينما يتكون منبع النهر من ينبوع قوى التدفق، فحينما تنبثق المياه، تصبح فى الحال قادرة على حمل حمولة تلتهمها من جدران النبع وما يجاوره إما بالإذابة أو التحطيم فى حالة وجود بعض من الصخور الهشة غير القابلة للإذابة. وينشأ عن النحت الينبوعى تكوين تجويف أو حوض مدرج، يتمزق جانبه الأعلى تراجعياً فى المنحدر.

القطاع الطولي للنهر

يقصد به القوس الذى يمثل انحدار المجرى من منبع النهر إلى مصبه، وعلى الرغم من وجود تباين بين القطاعات الطولية لمختلف الأنهار، فإن شكلها العام مقعر نحو أعاليها، وإن تباينت درجات التقعر تبايناً كبيراً، ففى الأنهار الشابة يكون هذا التقعر تقريبى جداً، لأن استمرار القطاع يتقطع بواسطة الشلالات والجنادل ذات الأصل التركيبى والليثولوجى التى تتعاقب مع أجزاء من القطاع تكون أكثر انتظاماً.

وحتى فى الأنهار الناضجة قد يكون قوس القطاع الطولى غير منتظم فقد يعقب جزء منه هيناً جزء آخر شديد الانحدار فى اتجاه المصب، ويحدث ذلك على سبيل المثال حينما يلتقى نهر قليل الحمولة برافد له عظيم الحمولة، فإن ازدياد الانحدار يصبح ضرورياً عقب التقائهما. لكى تتوفر الطاقة اللازمة لتحريك ونقل تلك الحمولة الإضافية التى وردت إلى النهر الرئيسى فجأة.

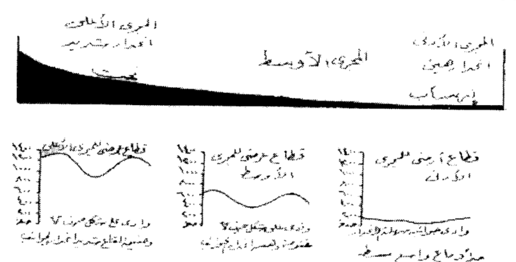
ويجاهد كل نهر ويركز نشاطه فى الوصول إلى انحدار عام لمجراه، بحيث يكفى هذا الانحدار لإعطاء تيار النهر سرعة تسمح بتوازن عمليات النحت والارساب، فحينما تصل مياه النهر إلى جزء من أجزائه وهى تفتقر إلى مزيد من الحمولة بالنسبة لهذا الجزء من المجرى، فإنها تنحت فى القطاع، وبهذه الوسيلة تضاف المواد المنحوتة إلى حمولة النهر. وتتناقص عملية نحت القاع Degradation فى أدنى هذا الجزء من المجرى بسبب ازدياد الحمولة، فيقل الانحدار بالتدريج، وتبعاً لذلك تخف قوة النحت عموماً على امتداد هذا الجزء إلى أن يصل النهر إلى سرعة معينة تسمح بتوازن بين النحت والارساب بالنسبة لهذا الجزء من المجرى.

وإذا وصلت مياه النهر إلى جزء آخر من مجرى النهر فيه تكون حمولة المياه كبيرة بحيث لا تتناسب مع انحداره وسرعة تياره، فإن الارساب يحدث فى أعاليه، ويقال أن النهر فى هذه الحالة يرسب، ونتيجة للارساب Aggradation يعلو القاع، فيشتد انحدار هذا الجزء من المجرى، وتزداد سرعة تياره بحيث تصبح كافية لمجرد نقل حمولته. وفى كلتا الحالتين نرى أنه حينما يصل القطاع الطولى للنهر بواسطة نحت القاع أو بواسطة الارساب إلى انحدار معين منتظم يكفى لاعطاء النهر مجرد سرعة تكفى لمجرد تحريك حمولته، فإن قطاعه فى هذا الجزء أو ذلك يسمى حينئذ بالقطاع المتعادل Graded Profile، أو بقطاع التوازن Profile of Equilibrium.

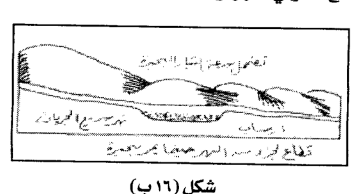
وحين نبدأ من هذا المثال الخاص بجزء أو بآخر من النهر، فإنه من الممكن ولو من الوجهة النظرية، أن نطبق نفس المبادئ والأسس على كل قطاع المجرى النهرى من منبعه إلى مصبه. فإذا حدث وتماثلت سرعة التيار وقدرة النحت على جميع المجرى

فإن قطاعه المتعادل يصبح خطاً مستقيماً، وهذا مستحيل، فالنحت قرب المنبع يكون أقل من المتوسط بسبب صغر كمية المياه والحمولة، وهو أيضاً أقل من المتوسط فى المجرى الأدنى بسبب عظم الحمولة، بينما يبلغ النحت أقصاه فى المجرى الأوسط. وتبعاً لذلك يصير قطاع المجرى إلى ما يشبه القوس، فتكون بدايته مرتفعة عند المنبع، ونهايته منخفضة عند مستوى البحر الذى يصب فيه، والذى يمثل مستوى القاعدة بالنسبة للنحت. وتبدو كثير من الأنهار التى تجرى فى الميدلاندز Middlands الانجليزية وقد وصلت إلى مرحلة التعادل، ومنها الأنهار التى تصب فى بحر الشمال.

ويظل النحت مستمراً ولكن ببطء شديد حتى حينما يصل القطاع الطولى لدرجة التعادل. فالنهر يحمل باستمرار، مهما كان ضعيفاً، قدراً من المواد ينقلها إلى البحر، وهذه المواد لاشك تشتق من حوض النهر. معنى هذا أن حوضه ما يزال يعانى من فقدان قسم من موارده، وهذه المواد يتم نحتها أساساً من مجراه الأعلى، أى من طرف القوس المرتفع، وتبعاً لذلك فإن قوس القطاع الطولى للنهر يأخذ فى الانبساط ببطء واستمرار.



شكل (١٦ أ) القطاع الطولي للنهر، والقطاعات العرضية للأجزاء الثلاثة من مجراه



شكل (١٦ ب)

هذا وقد افترضنا أن النهر فوق منحدر أرضى أصلى يتركب من صخور متجانسة فى طبيعتها ودرجة مقاومتها للتعرية حتى يمكننا فهم نشوء القطاع الطولى المتعادل بسهولة. والواقع أن هذه الحالة نادرة الوجود فى الطبيعة. فالأنهار تجرى عادة فوق نطاقات صخرية تتفاوت فى طبيعتها وتركيبها، ومن ثم تتباين قدرتها على نحتها، ومن الممكن أن تظهر وتبرز طبقة صخرية مقاومة عبر الوادى، تسبقها (أعلى منسوباً)، وتلحقها (أدنى منسوباً) طبقات أخرى لينة، فتتفاوت تبعاً لذلك عمليات النحت النهرى، وتنشأ المساقط والجنادل. ويحاول النهر جاهداً للوصول إلى قطاعه المتعادل أن يتغلب عليها بالنحت، فتختفى الجنادل بالتدريج، وتتراجع الشلالات.

ويختل القطاع المتعادل أيضاً حينما تعترض مجرى النهر بحيرة، التى تمثل حينئذ مستوى قاعدة محلى للقسم من المجرى الذى ينتهى إليها. وما يزال النهر يلقى فيها بالرواسب ليملأها، وينحت مجراه عند مخرجه منها، وفى النهاية تنصرف مياهها إلى النهر، ثم يوائم النهر نفسه بعد ذلك، ويوازن مجراه خلال الرواسب البحيرية وما تحتها من أساس صخرى.

أسباب تقعر القطاعات الطولية للأنهار:

كان يظن أن تقعر القطاع الطولى للنهر يعزى لسببين هامين هما:

١- النحت الرأسى قرب المنبع قليل نسبياً بسبب صغر كمية المياه المنصرفة إلى النهر، وبسبب صغر الحمولة اللازمة لتعميق المجرى. كما وأن النحت الرأسى قرب المصب ضعيف أيضاً بسبب قلة الانحدار، وضعف التيار.

٢- النحت الرأسى يبلغ أقصاه فى المجرى الأوسط، لاجتماع عاملين مساعدين هما عظم الطاقة الحركية للمياه، وتضخم الحمولة.

لكن تبين أن السببين غير كافيين لتفسير الشكل الرياضى لقوس القطاع الطولى للنهر. وظهر عاملان آخران يضيفان الكثير لتوضيح نشوء تقعر القطاع هما:

العامل الأول: يكمن فى الحمولة والتصريف المائى.

فرغم أن كمية الحمولة الكلية المنقولة تزداد باتجاه مصب النهر، فإن التصريف النهرى يزداد أيضاً بتوالى التقائه بالروافد. وتبعاً لذلك تزداد مساحة القطاع العرضى لمياه النهر Cross - Sectional area، كما يكبر نصف القطر المائى Hydraulic Radius. ومن ثم يصبح النهر أكثر فاعلية، وتتوفر له طاقة «احتياطية» أكبر لاستخدامها فى نقل الحمولة. وبعبارة أخرى، فرغم أن الحمولة تتضخم، فإن نقلها يتم فوق منحدر يزداد لطفاً بالاتجاه نحو المصب.

العامل الثاني: تغير قوام الحمولة تجاه المصب.

فالجزء العلوى من النهر يتميز بحمولة تتألف من مواد خشنة، ويتغير قوام الحمولة فتصبح مكوناتها أدق فى المجرى الأوسط والأدنى، وهذه يمكن نقلها فوق منحدر يزداد لطفاً كما أسلفنا.

ويبدو أن درجة سحق الحمولة وتفتيتها عامل مهم فى التأثير على قوس القطاع الطولى للنهر. وقد أوضحت الدراسات أن السحق وتفتيت الحمولة يتم بسرعة شديدة تجاه منابع النهر، ويتضاءل بشدة تجاه مصب النهر أول الأمر، وبعد ذلك بالتدريج حتى إذا ما وصلنا للجزء الأدنى من النهر احتفظت الحمولة بثبات قوامها دون تغير. ولعل هذا يساعد فى تفسير انبساط Flatness كثير من القطاعات الطولية للأنهار فى مجاريها الدنيا، والازدياد الفجائى فى انحدارات مجاريها العليا.

وتنتفى هذه العوامل إذا ما حدث تناقص مستمر فى طاقة النهر صوب المصب. فمن المعروف أن التصريف المائى وفاعلية النهر تزدادان فى هذا الاتجاه، لكن الحال قد تتغير كلية إذا ما تناقصت سرعة النهر بشدة فى ذات الوقت، وهى عامل رئيسى فى تحديد طاقة النهر. وحتى عهد قريب كان يعتقد فى ذلك، لأن الفرق يبدو شاسعاً لأول وهلة بين سرعة السيل الجبلى العارم (المجرى الأعلى للنهر) وسرعة المجرى الأدنى المتأنية المترنحة فى منعطفات السهل الفيضى المنخفض.

وقد أثبتت الدراسات الحقلية التى قام بها الأمريكيون حقيقة تبدو مدهشة، مؤداها أن معدل سرعة الأنهار Mean Velocity (أى التصريف الكلى بالأمتار المكعبة فى الثانية مقسوماً على مساحة القطاع العرضى للنهر) إما أن يبقى ثابتاً أو يزداد قليلاً بالاتجاه نحو مصب النهر.

ويرجع ذلك لسببين:

١ - التناقص والتلاشى التدريجى لوعورة المجرى بالاتجاه نحو المصب.

٢ - كلما ازداد عمق المياه فى النهر بالاتجاه نحو المصب، كلما قلت قدرة وعورة القطاع فى إعاقة حركة المياه خلال المجرى.

معنى ذلك أن الجريان السريع فى الأنهار الجبلية أو فى المجارى العليا للأنهار يبدو مضللاً، لأن «عروقاً» من السرعة القصوى تتراءى للأعين، دون حركة جرم مياه النهر ككل.

مفهـــوم التعــــادل

كان جيلبيرت G. K. Gilbert الأمريكى أول جيومورفولوجى قرر مفهوم التعادل

النهرى بوضوح فى تعريف محدد مؤداه: «أن النهر يصل إلى التعادل حينما يستهلك كل طاقته فى نقل المياه وحمولتها باتجاه المصب دون أن يفيض شيء من الطاقة للنحت». معنى هذا أن جيلبيرت يعتقد أن النهر المتعادل غير قادر على تعميق واديه أو تغيير شكل وانحدار قطاعه الطولى بصورة مباشرة. لكنه مع ذلك رأى أن النهر المكتمل الحمولة يستطيع القيام بنحت جانبى، لاعتقاده بأن الماء المتحرك قادر دائماً على التقويض السفلى وغزو الضفاف مهما كانت ظروف النحت والارساب ونقل الحمولة على قاع النهر.

وقد أقر «ديفيز» مفهوم التعادل، لكنه أجرى عليه تعديلات مهمة. فهو لم يقبل القول بأن النهرالمتعادل ليست لديه القوة لنحت قاعه، ورأى أن حالة التعادل تظهر مبكرة نسبياً فى الدورة التحاتية، عادة عند حلول مرحلة النضج. أما جيلبيرت فيرى، حسب التعريف الآنف الذكر، أن التعادل يأتى فى مرحلة متأخرة نظراً لأن التعادل فى رأيه، يحدد نهاية النحت الرأسي. ويعتقد ديفيز أن الحفاظ على حالة التعادل يستلزم بعض النحت الرأسى فى قاع النهر. وفى هذا المعنى يقول:

«تبعاً للتغيرات المستمرة فى حجم النهر وحمولته، خلال الدورة التحاتية العادية فإنه يلزم، للحفاظ على حالة تعادل أى نهر، حدوث تغير مماثل مستمر، ولو صغير، فى انحدار المجرى».

ومادامت منحدرات جوانب الوادى معرضة للتراجع باستمرار، والحمولة التى ترد إلى النهر تصغر حجماً وتزداد دقة فى مكوناتها، فإن النهر يتوفر لديه فائض من الطاقة، أى أنه لا يصبح متوازناً، ما لم ينجح فى تخفيض انحدار مجراه بالنحت، ومن ثم يخفض طاقته المتاحة. وتبعاً لذلك يمكن القول أن النهر لكى يحتفظ بحالة التعادل على المدى الطويل، فإنه ينبغى أن يفقد التعادل لفترات قصيرة، وتكون له القدرة على غزو قاعه بالنحت الرأسى.

ولقد ارتضى معظم الجيومورفولوجيين مفهوم التعادل لأنه يفسر كثيراً من الظواهر الخاصة بالنحت والارساب. فالنهر أحياناً ينحت رأسياً، لأنه حينئذ يكون قليل الحمولة Underloaded، وأحياناً ينحت جانبياً، لأنه متعادل Graded، وأحياناً يرسب، حينما يتغير من نهر متعادل إلى نهر كثير الحمولة Overloaded. ومع هذا فإن بعض الجيومورفولوجيين يشكك فى مفهوم التعادل وينتقده ولا يعتقد فى وجوده. والواقع أن الصعوبات الرئيسية تتركز فى إمكانية البرهنة على وجود ذلك التوازن الدقيق، والتعرف على مجرى متعادل فى الحقل. وقد اعتقد ديفيز نفسه أن النهر الذى يخلو من الجنادل والشلالات، وهى الظواهر المثالية لمرحلة الشباب النهرى، هو نهر متعادل. لكن من

الواضح أن هذا الرأى لا ينهض دليلاً نهائياً على وجود حالة توازن بين الطاقة والارساب.

ولقد يظن أن حالة التعادل يمكن الاستدلال عليها بالعثور على نهر لا يقوم بنحت القاع ولا بالارساب، أو بعبارة أخرى نهر يحتفظ بتوازنه فيما بين حالتى قلة الحمولة Underloaded وكثرتها Overloaded والواقع أن المشكلة هنا تكمن فى أن بعض الأنهار تنحت رأسياً وتغزو قيعانها من أجل الحفاظ على حالة توازنها أو لاسترجاع حالة التوازن، ويقال لمثل هذا النهر أنه يعادل مجراه بالنحت Degrading، وبالمثل قد يكون الارساب مشيراً لحالة الترسيب Aggradation من أجل الحفاظ على التعادل أيضاً.

ولقد قيل أن بكثير من الأنهار قطاعاً أعلى فيه يكون النحت الرأسى واضحاً جلياً، وذلك نتيجة لأن مياه المجرى تكون قليلة الحمولة Underloaded، وقطاعاً أدنى فيه يسود الارساب وذلك بسبب كثرة الحمولة. وفيما بين هذين القطاعين يوجد، بطبيعة الحال، قطاع ثالث وكامل الحمولة Fully Loaded أو فى حالة تعادل. ورغم هذا فلم يتمكن أحد من البحاث حتى الآن من البرهنة على أن التغير من حالة قلة الحمولة إلى حالة كثرتها تحدث على امتداد قطاع نهرى أو حتى عند نقطة معينة منه.

ولقد كان كيسيلى Kesseli (١٩٤١) الجيومورفولوجى الأمريكى من أشد المعارضين لمفهوم التعادل. وعرض عدداً عديداً من البراهين التى تدل على استحالة وجود توازن بين طاقة النهر والارساب فى أية لحظة معلومة. ذلك لأن الطاقة Energy الكلية للنهر متغيرة للغاية، تبعاً لاختلاف تصريف النهر، وتباين كمياته على فترات قصيرة جداً، بسبب التنوع المناخى بين تساقط وجفاف. وإنه لمن الصعب تصور أن تتغير حمولة النهر وتتبدل بين الكثرة والقلة فى تناسق تام مع تلك الذبذبات فى طاقة النهر بدون أن يتخلل ذلك فترات تراخى أو ضعف لأى من عمليتى النحت (التقاط الحمولة Pick - up) أو الارساب.

ويعتقد كيسيلى أن الأنهار لا يمكن أن تصبح كاملة الحمولة، فهو يرى أنها قليلة الحمولة Underloaded والسبب فى ذلك أن النهر يحتاج لتحريك حبيبات الحمولة من حالة الاستقرار طاقة أكبر من الطاقة اللازمة لمواصلة تحريكها. وبناء على هذا فإذا لم يكن النهر يملك طاقة منذ الوهلة الأولى فإنه لن يستطيع التغلب على مقاومة حبيبات الحمولة المستقرة، وفى مثل هذه الحالة ستكون طاقته فائضة. أما إذا كانت لديه طاقة كافية لتحريك حبيبات الحمولة المستقرة، فإن جزء من هذه الطاقة يصبح فى التو زائداً. هذا بالإضافة إلى مدى توافر الحمولة الذى يؤثر بدوره فى قلة الحمولة الدائمة للأنهار.

ورغم هذه الاعتراضات والصعوبات، فإن مفهوم التعادل مازال مفيداً، خصوصاً إذا ما استخدمناه بشئ من المرونة، وعرفناه بشيء من الحرص، كما فعل ماكين Mack-in(١٩٤٨) الذى عرف مفهوم التعادل بالآتى: «النهر المتعادل هو النهر الذى، بما أوتى من تصريف مائى وخصائص مجرى معلومة، يكون انحداره، على امتداد فترة من السنين، بمجرد القدر اللازم لتوفير السرعة Velocity اللازمة لنقل الحمولة التى ترد إليه من أعاليه»، ومن الواضح أن ماكين Mackin، مثل ديفز، يعتبر التعادل حالة وسطى، قد يحيد النهر عنها من وقت لآخر ولمدة قصيرة، لكنه يرجع إليها بعد تلك المدة بإعادة انضباط انحدار المجرى إما بالنحت أو بالارساب.

والواقع أن آراء ماكين لها وجاهتها. فمن المعروف أن بكثير من أودية الأنهار مدرجات جرى نحت أساسها فى الصخر، وغطيت بفرشات من الرواسب الغرينية والحصوية، وتنحدر تلك المدرجات نحو مصبات الأنهار بمعدلات مماثلة لمعدلات انحدارات مجاريها. ولا يمكن تفسير هذه الظاهرة إلا بالاستدلال على أن انحدار المجرى يتلاءم ويتواءم بدقة مع ظروف التصريف المائى والحمولة، ومادامت هذه الظروف مستقرة لا تغيير فيها، رغم امكانية حدوث اضطرابات ناشئة عن حركة رفع للأرض أو هبوط فى منسوب البحر، فإن هذا الانحدار الدقيق يمكن استعادته والحفاظ عليه.

ويرى ماكين Mackin أيضاً أن النهر المتعادل هو «نظام فى حالة توازن» وأن أى تغير فى أى من العوامل المتحكمة كالتصريف المائى، أو الحمولة أو المناخ ....، لابد وأن يحدث «انتقالا أو تحولاً فى التوازن فى اتجاه يمكنه امتصاص تأثير هذا التغير». ويمكن توضيح مقصد ماكين بضرب المثال البسيط الآتى:

فلقد تزداد حمولة نهر فجأة ربما نتيجة لتغير مناخى استلزم سرعة التجوية أيضاً، ومن ثم يحل محل التعادل النهرى حالة زيادة الحمولة Overloading وعندئذ تترسب مباشرة كمية من الحمولة الزائدة حينما يبدأ التدفق، مما يسبب شدة فى انحدار المجرى. وتبعاً لذلك تزداد طاقة النهر، وبمرور الزمن يتمكن من نقل الحمولة الزائدة. ومن ثم يمكن التغلب على حالة الحمولة الزائدة بواسطة ازدياد انحدار المجرى (بالارساب Ag-gradation للوصول للتعادل) ويسترجع التعادل من جديد.

ويرى كثير من بحاث عمليات التعرية النهرية الحديثين أن «التعادل بالشكل الذى شرحناه من خلال آراء جيلبيرت Gilbert، وديفيز Davis وماكين Mackin غير مقبول وهو حالة لا يمكن لنهر الوصول إليها عملياً. ومع هذا فهم يرضون بإمكانية النهر الوصول إلى حالة تعادل ظاهرية Quasi - equilibrium. وعلى الرغم من أن آراء

«ماكين» تعتبر مقبولة ومفيدة كنقطة بداية، فإنه يعتقد أنه اشتط فى تركيز وتأكيد أهمية انحدار المجرى. ويرى ليوبولد وزملاؤه (١٩٦٤) أن هنالك ثمانى متغيرات مترابطة تتحكم فى انحدار النهر وشكل المجرى هى: العرض، العمق، السرعة، الانحدار، الحمولة، أحجام مكونات الحمولة، الاضطراب المائى، التصريف المائى. ولابد لأى حالة توازن نهرى من اعتبار هذه المتغيرات جميعاً. وأن أى تغير فى واحد منها لابد وأن يؤثر فى كل المتغيرات الأخرى أو فى بعضها. مثال ذلك يمكن تعويض الزيادة فى الحمولة ليس بمجرد تغير فى الانحدار (كما وصفنا فى المثال الذى ضربناه سابقاً) وإنما بتغيير فى عمق واتساع المجرى وفى سرعة النهر مثلاً.

تأثير مستوى القاعدة في التعرية النهرية

من الحقائق الجيومورفولوجية الثابتة شدة تأثر النشاط النهرى بمستوى قاعدة التعرية. وتصب الغالبية العظمى من الأنهار فى البحر، الذى يمثل مستوى سطحه الحد الذى تنتهى إليه عمليات التعرية ولا تتعداه. وتعتبر البحيرات مستويات تعرية محلية مؤقتة للأنهار التى تجرى فيها، ذلك أن مآلها إلى الزوال إما بتصريف مياهها عن طريق النحت الرأسى بواسطة الأنهار التى تنصرف منها، بواسطة الإطماء وحشوها بالرواسب النهرية. وإن من بين مهام النهر فى جهاده من أجل الوصول إلى قطاع طولى متعادل، وبافتراض استقرار منسوب البحر، إزالة كل ما يعترض المجرى من مسارع وجنادل وشلالات وأيضاً من بحيرات.

وتأثير مستوى القاعدة على قطاع التعادل واضح، ذلك أن أمثال هذا القطاع فى أجزائها الدنيا تكاد تمس منسوب البحر. فانحدرات قطاعات الأنهر تصير لطيفة هينة بصورة تدريجية تجاه المصب، لكنها لا يمكن أن تستقيم فى هيئة أفقية، فلابد من بعض الانحدار، وإن كان ضئيلاً للغاية، لكى تجرى المياه فى المجرى.

تأثير انخفاض منسوب البحر علي القطاع الطولي للنهر

تأثيرات انخفاض منسوب البحر، التى يعبر عنها «بالحركة السالبة» أكثر تعقيداً وتنوعاً. والنتيجة السريعة المباشرة تتمثل فى إطالة مجرى النهر من خط الشاطئ القديم إلى خط الشاطئ الجديد. ونظراً لأن انحدار الجزء الجديد من المجرى يكون فى العادة أكبر من انحدار الجزء الأدنى من مجرى النهر القديم، فإن هذا الجزء الجديد المضاف يتصف بطاقة نهرية أكبر وقدرة متجددة على النحت الرأسى، وهذه خاصية من خصائص النهر الشاب. ويؤثر تجديد الشباب Rejuvenation هذا فى مصب النهر، وفى حالة توفر الشروط المناسبة فإن هذا الجزء الجديد من المجرى يعانى نحتاً تراجعياً

باعتباره نقطة تقطع Knickpoint حسبما وصفنا فى موضع سابق. وبمرور الزمن يُعاد تعادل القطاع الطولى الأصلى للنهر إلى مستوى البحر الجديد (منسوب القاعدة الجديد).

ولقد تتكرر هذه العملية عدة مرات، فيتتابع هبوط مستوى القاعدة، وينشأ عن ذلك سلسلة متعاقبة من نقط التقطع. ويظهر فى كثير من الأنهار نقط تقطع عديدة، بسبب التغيرات الكثيرة التى حدثت لمستوى القاعدة أثناء الزمن الرابع، ويفصل كل نقطة منها عن الأخرى جزء من مجرى النهر تعادل إلى مستوى بحر أعلى من مستوى البحر فى وقتنا الحالى.

فلقد حفز وجود هذه القطاعات الطولية النهرية المتعددة الدورة جمهرة الجيومورفولوجيين لتقصى إمكانية تقرير مستويات البحر العالية السابقة بدقة، تلك المناسيب التى ترمز إليها الأرصفة البحرية التحاتية المرتفعة المصحوبة بجروف تحاتية، وخطوط الشواطئ العالية القديمة، وذلك باستقراء أجزاء القطاع المتعادلة. ويمكن القيام بهذه المهمة على نحو تقريبى بالعين المجردة، لكن هناك طريقة علمية هى «الاستقراء الرياضى» فلقد أمكن الاستدلال على أن قطاعات الأنهر المتعادلة تماثل الأقواس الرياضية إلى حد كبير، عادة بشكل لوغرتمى بسيط. فإذا ما أمكن ابتكار معادلة رياضية لتناسب جزء متعادلاً باقياً من قطاع طولى لنهر، فإنه من الممكن بدقة إعادة بناء كل القطاع السابق واكتشاف ارتفاع مستوى البحر المعاصر.

ولقد استخدم جرين Green (١٩٣٤) عند دراسته لنهر مول Mole المعادلة الآتية:

ع = أ – ك لو (ل – م)

باعتبار ع ارتفاع المجرى فوق منسوب البحر، أ و ك ثوابت تتقرر لكل نهر، ل طول المجرى، م المسافة من مصب النهر.

ومع هذا، فقد أثبتت الدراسات العملية نشوء مشكلات معينة عند استخدام الاستقراء، نوجزها فيما يلى:

١ – ينبغى أن نعرف أن الأجزاء المتعادلة التى لم يدركها تراجع نقط التقطع بعد، تكون ذات امتداد محدود جداً، ومن الممكن أن تتلائم مع أقواس عدة، باستخدام معادلات تختلف عن بعضها اختلافاً بسيطاً، والتى تعطى عدة مستويات بحرية واضحة. وفى هذه الحالة ينبغى ايجاد وسيلة بواسطتها يمكن تقرير أى المعادلات أصح، إن وجدت. وتستخدم المصاطب النهرية أحياناً كعامل مقرر فى الاستقراء الرياضى، كما أوضح براون Brown (١٩٥٢) فى دراسته لنهر يستويت Yestwyth ففى الشكل تظهر ثلاثة قطاعات قديمة ممكنة مع بقايا مدرجات نهرية ومن الواضح أن

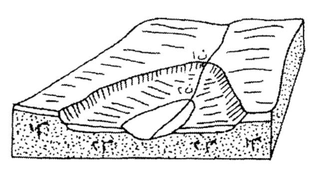
العلوى (أ) مفرط الارتفاع، والسفلى (جـ) مفرط الانخفاض، والأوسط (ب) هو المحتمل الصحة.

٢- لكى تستكمل الدراسة الدقيقة لابد من معرفة خط ارتفاع الشاطئ القديم، أو بمعنى آخر الطول الصحيح للنهر القديم. وذلك بسبب الطبيعة المتقاربة للقطاعات النهرية الطولية. ولهذا فإن استخدام الطرق الاستقرائية الرياضية ينبغى أن يتضمن دراسة بقايا الشواطئ العالية والأرصفة البحرية المرتفعة.

٣- عند استخدام الأجزاء المتعادلة لتقريب المستويات البحرية السالفة، يفترض الدارس ضمنياً أن تلك الأجزاء لم يصبها التعديل والتحوير إما بسبب النحت أو الارساب أو بكليهما. وبطبيعة الحال هذا الافتراض غير صحيح، ذلك لأن الماء الجارى الذى ينقل حمولة لابد وأن يتسبب فى تعديل مجراه على امتداد فترة طويلة من الزمن.

٤- أنه من الصعب التعرف بدقة على نقطة التقطع والأجزاء المتعادلة الناشئة عن تغيرات فى مستوى القاعدة. ونقط التقطع من نمطين رئيسيين: نمط دورى Cyclic يرتبط بانخفاض مستوى القاعدة، ونمط تركيبى Structural يتصل بمكاشف الصخور الصلدة، والعيوب. وفضلاً عن ذلك فإن نقط التقطع الدورية قد تصادف حاجزاً تركيبياً أثناء تراجعها بالنحت صوب المنبع، وبالتالى تعلق به، فلا يمكن تمييزها عن نقط التقطع التركيبية. وعلى العكس من ذلك، فقد تتراجع نقط التقطع التركيبية، وتشق طريقها تراجعياً خلال الحواجز التى أنشأتها، ومن ثم تماثل بأوضاعها الجديدة نقط التقطع الدورية. وإن كان البعض يشكك فى هذا الاحتمال الأخير ويعتقد بأن نقط تقطع صخور المجرى تبقى مرتبطة بالحواجز التركيبية إلى أن تتحطم بواسطة عملية التعادل.

ولقد يمكن تفادى الخلط بين نقط التقطع الدورية والأخرى التركيبية إذا ما أمكن إجراء مسح لعدد من الأنهر فى مساحة واحدة إما فى حوض واحد أو أحواض منفصلة.



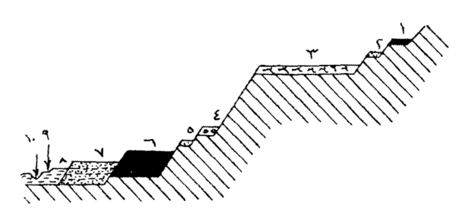
شكل (١٧) يوضح الشكل امكانية الربط بين نقط التجديد المتتالية ن١، ن٢ والمدرجات المزدوجة المتعاقبة م١، م٢

فإذا ما أمكن إيضاح أجزاء نهرية متعادلة ومحدودة فى اتجاه المصب بنقط تقطع كل تلك الأنهار أو فى معظمها، وتم استقراؤها لنفس المناسيب البحرية على وجه التقريب، فإنها حينئذ تكون أقرب إلى الصواب وأبعد من أن تكون ظواهر عشوائية.

تأثير انخفاض منسوب البحر على القطاع العرضي للنهر

تكوين المصاطب النهرية: River Terraces

تأثيرات انخفاض منسوب البحر (مستوى القاعدة) على القطاعات العرضية لأودية الأنهار مهمة للغاية، خصوصاً حينما تكون الأنهار قد بدأت تتثنى فى منعطفات تجوب أرضية الوادى، وتنشر الرواسب النهرية والحصى فوق السهل الناشئ عن النحت الجانبى، وإن انخفاض منسوب البحر الفجائى يسبب تعميق المجرى، تاركاً بقايا أرضية الوادى السالفة ناهضة فى هيئة مدرجات أو مصاطب. وإذا ما تتابع حدوث انخفاضات فى منسوب البحر، مع فترات ثبات وتوقف فى المنسوب يسودها عمليات تعادل للوادى، تفصل بين كل انخفاض وآخر، فإننا نجد فى النهاية سلماً متعدد الدرجات، وتلك ظاهرة تتميز بها معظم الأنهار الكبيرة كنهر النيل والراين.



شكل (١٨) مدرجات الراين عند مدينة بون

١- مدرج بلايوسينى	٦- المدرج الأوسط
٢- المدرج الأعلى	٧- المدرج السفلى
٣- المدرج الرئيسى	٨- المدرج جزيرى
٤- المدرج العلوى	٩- قاع الراين أثناء الفيضان
٥- مدرج أبول	١٠- مجرى الراين

وللمصاطب النهرية أنماط: فالمصاطب الناتجة عن تجديد الشباب النهرى الناشئ عن هبوط منسوب البحر (مستوى القاعدة) تكون مزدوجة، فهى مصاطب

توأمية متقابلة على جانبى الوادى. أما المصاطب غير المزدوجة أو مصاطب المنعطفات فتنشأ حينما تنحت الأنهار، التى تتحرك وتنتقل جانبياً، رأسياً باستمرار وثبات، ربما بسبب استمرار انخفاض مستوى القاعدة أيضاً.

هذا وينبغى أن نشير إلى أن المصاطب أو المدرجات النهرية لا تنشأ فقط من انخفاض منسوب البحر أو مستوى القاعدة المستمر أو المتقطع، وإنما تنشأ أيضاً نتيجة للتغيرات المناخية، ويمكن أن تسمى بالمدرجات «المناخية» فهناك من الظروف المناخية، خصوصاً ظروف مناخ الجليد ومناخ هوامش الجليد، ما يعزز ويقوى وينشط حركة كميات هائلة من المواد الصخرية المجواه والمنحوتة إلى الأنهار. وتبعاً لذلك تصبح تلك الأنهار كثيرة الحمولة Overloaded وينشأ عن ذلك عمليات إرساب ضخمة. ثم يحدث تغير مناخى يؤدى إلى إنقاص فى كميات الفتات الصخرى الوارد للأنهار، فتتحول إلى حالة قلة الحمولة Underloading، ومن ثم تنحت رأسياً وتتعمق فى تلك الرواسب السالفة، التى تبقى ناهضة فى هيئة مدرجات أو مصاطب تدعى أحياناً باسم مصاطب الإرساب الجليدى Glacial Outwash Terraces.

المنعطفات المتعمقة:

قد يشتد النحت الرأسى حينما يتجدد شباب النهر، بحيث يستطيع نحت منعطفاته خلال رواسب سهله الفيضى، بل وخلال الأساس الصخرى الذى ترتكز عليه، فتتخذ المنعطفات مظهراً جديداً، فتتسم جوانبها بشدة الانحدار، وتعرف حينئذ بالمنعطفات المتعمقة Incised Meaders.

ويمكن تمييز نمطين من المنعطفات المتعمقة: منعطفات خندقية Intrenched Meanders، وتبدو جوانبها شديدة الإنحدار، ولكنها (الجوانب) تكون منتظمة متماثلة الانحدار، وهى نمط غير شائع الوجود. ومنعطفات غير متماثلة انحدار الجوانب Ingrown Meanders، وفى مثلها نجد أحد جوانب المنعطف شديد الانحدار، وهوالجانب المقعر، بينما نجد جانبها المحدب (لسان الثنية أو سفحها المعزول Slip - off slope -) هين الانحدار.

وينشأ النمط الأول نتيجة لنحت رأسى سريع فى المنعطفات، سببه هبوط سريع ومستمر فى القاعدة. أما النمط الثانى فينمو حينما ينحت النهر المنحنى رأسياً لكن بصورة تدريجية، وفى ذات الوقت يوسع منعطفاته بالنحت الجانبى. ولهذا فإن من أهم خصائص هذا النمط الثانى تكوين ما يسمى «لسان الثنية أو السفح المعزول»، الذى تبدو عليه أحياناً مظاهر التدرج Terracing فى شكل مصاطب (وهذه ما سبق وأسميناها

«مصاطب المنعطفات») ، إذا ما كان انخفاض مستوى القاعدة قد تم على مراحل متقطعة، فصلت بينها فترات ثبات واستقرار Stillstands ويمثل هذا اللسان أو السفح الجانب المحدب من المنعطف، بينما يبدو الجانب الآخر المقعر من المنعطف قائم الانحدار بشكل جرف، نتيجة للنحت الجانبى والتقويض السفلى.

ونجد أمثلة المنعطفات المتعمقة فى مجرى نهر واى Wye الذى يجرى فى ويلز ويصب فى خليج سفرن Severn إلى الغرب من نهر سفرن. فالنهر يلتوى خلال واد يشبه الخانق، وينحنى بشدة فى بعض أجزاء مجراه مكوناً لمنعطفات يقترب شكلها من شكل الأنشوطة. وقد شق النهر مجراه رأسياً فى تلك المنعطفات خلال طبقات الفحم والصخور الجيرية الكربوية فالرملية الحمراء القديمة. وقد يقطع النهر عنق المنعطف المتعمق ويهجره. ويتخذ لنفسه مجرى مستقيماً، ويدأب فى نحته وتعميقه حتى يصبح أدنى منسوباً من مجراه القديم فى المنعطف المتعمق المهجور، وهذا ما فعله نهر واى فى مجراه قرب بلدة ريد بروك Redbrook، فقد هجر منعطفاً متعمقاً يقع الآن على منسوب ١٢٠ متراً فوق مستوى المجرى الحالى.

تأثير ارتفاع منسوب البحر

ينشأ عن ارتفاع منسوب البحر الذى يطلق عليه أحياناً تعبير «حركة موجبة لمستوى القاعدة» غمر الجزء الأدنى من وادى النهر، وتكوين مصب نهرى خليجى فيه يحدث الإرساب النهرى. وقد تأثرت كثير من أنهار العالم بالطغيان البحرى بسبب ارتفاع منسوب البحار العالمية فى أعقاب انصهار الجليد البلايوستوسينى، ونشأت كثير من الدالات والسهول الفيضية بالإرساب النهرى فى تلك المصبات الخليجية.

الإرســـاب النهـــري

يلقى النهر برواسبه حينما تضعف طاقته بأن يقل حجم مياهه أو تتناقص سرعته. ويقل حجم المياه فى النهر فى الحالات الآتية:

١- حينما يعبر النهر إقليماً جافاً، فتتعرض مياهه للتبخر الشديد. ويعظم التبخر إذا اتسم الاقليم بالحرارة الشديدة إلى جانب الجفاف الشديد.

٢- إذا شق النهر أو جزء منه طريقه خلال منطقة تتركب من صخور مسامية كالصخر الرملى أو الحجر الجيرى، فيتسرب قسم من مياهه خلال مسامها.

٣- حينما يحل فصل الجفاف، فلا تسقط فى منابع النهر أو فى حوضه أمطار تغذيه بالمياه.

وتتناقص سرعة النهر فى الحالات الآتية:

١- عندما يمر ببحيرة متسعة، فتتوزع مياهه فيها وتضمحل سرعة تياره.

٢- حينما يدخل فى حوض أو سهل فسيح مستوى أو هين الإنحدار.

٣- عندما ينتهى إلى مصبه فى بحر أو محيط.

ويلقى النهر بحمولته من المواد الغليظة كالحصى فى أول مرحلة من مراحل الارساب. ويكون إرسابها فى مجرى النهر نفسه أو على جوانبه، ولايقتصر إرساب هذه المواد الخشنة على جهة معينة من وادى النهر دون الأخرى، ولكن معظمها يتم ارسابه فى العادة فى المجرى الأعلى للنهر. وفى مرحلة أخرى من مراحل الإرساب يلقى النهر بحمولته من المواد الدقيقة ثم الأدق، وينشرها فوق أرض الوادى فى االفترات التى تفيض فيها مياهه، فتتكون بذلك طبقة من الغرين تكون أعظم سمكاً فى المناطق التى تمتد على جانبى النهر، وهى فى هذه المناطق تبدو على شكل جسور طبيعية.

ظواهر الارساب النهري

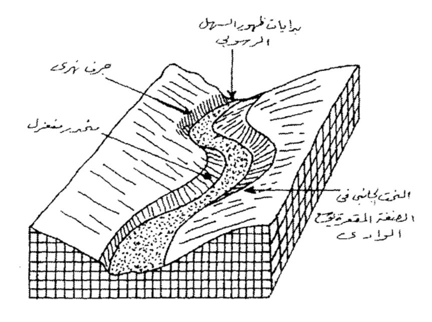
ينشأ عن الارساب النهرى تكوين ظواهر جيومورفولوجية مهمة، نوجز دراستها فيما يلى:

السهـــل الفيضي

يمر تكوين السهل الفيضى Flood Plain بالأدوار الآتية:

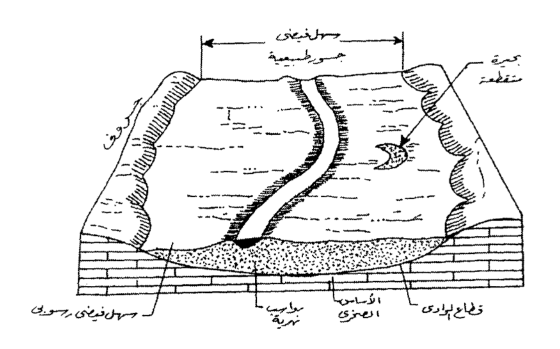
الدور الأول: يتمثل فى عملية توسيع الوادى عن طريق النحت الجانبى، ويتم ذلك فى مرحلة النضج **والدور الثاني** يتمثل فى عملية الارساب التى تحدث على الجوانب المحدبة للمنعطفات، فينشأ عن ذلك ظهور ضفاف أو شطوط ارسابية. ويتوالى تحرك المنعطفات على أرض الوادى، وتتغطى كلها بغطاء من الرواسب. وتبدأ تلك العمليات فى مرحلة النضج النهرى. وتستمر فى مرحلة الشيخوخة. **والدور الثالث** يميزه ارساب الغرين والطين على أرض الوادى، ويحدث ذلك حينما يفيض النهر ويطغى على جسوره فينشر تلك الرواسب على جميع أرض الوادى، وتلك هى العملية الأخيرة فى تكوين ونمو السهل الفيضى.

وتتميز السهول الفيضية عادة بعظم سمك رواسبها، ففى وادى النيل الأدنى على سبيل المثال لم تصل أعمال حفر الآبار رغم عمقها إلى القاعدة الصخرية التى ترتكز عليها الرواسب النيلية. وفى موسم كل فيضان يستطيع النهر أن يوزع طبقة رقيقة من الرواسب الغرينية فوق سهل الفيضى وهى ظاهرة لها أهميتها الخاصة بالنسبة للزراعة



شكل (١٩ أ) بدايات ظهور السهل الفيضي

فى أودية الأنهار الكبرى نظراً لأنها تجدد خصوبة الأرض، كما كان بالنسبة لنهر النيل قبل إنشاء السد العالى، وكما هى الحال بالنسبة لنهرى دجلة والفرات والأنهار الاسيوية حيث يعتمد مئات الملايين من السكان على زراعة الأرز.



شكل (١٩ ب) السهل الفيضي بعد تمام تكوينه

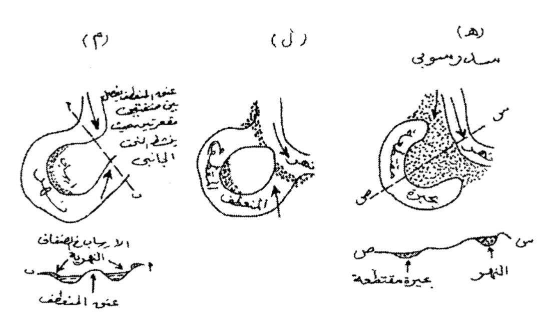
البحيرات المقتطعة Oxbow Lakes

عرفنا أن النهر فى مجراه الأدنى يسير مترنحاً فوق سهله الفيضى الفسيح المنبسط. وتلك ظروف ملائمة لوجود المنعطفات، فتيار النهر يكون بطيئاً، فلا تستطيع المياه التغلب على ما يصادفها من تكوينات صخرية صلبة، فتضطر إلى تفاديها باللف حولها، فتنشأ لذلك منعطفات «الشيخوخة» وحين ننظر إلى الشكل (٢٠) نجد منعطفاً نهرياً وقد اقتربت ضفتاه المقعرتان من بعضهما نتيجة لنحت المياه فيهما، ونلاحظ وجود عنق من اليابس يفصل بينهما نسميه «عنق المنعطف».

وفى الشكل (٢٠ ل) نجد مياه النهر وقد نجحت بالنحت فى اختراق عنق المنعطف مكونة لنفسها مجرى جديداً قصيراً بدلاً من مجرى المنعطف الذى كانت تسير فيه من قبل، ويحدث ذلك غالباً فى موسم الفيضان. ويسمى المنعطف حينئذ بالمنعطف المقطوع Cut-off نظراً لأنه قد اقتطع من المجرى النهرى.

وفى الشكل (٢٠ هـ) نرى النهر وقد كون سداً رسوبياً يفصل المجرى الجديد عن طرفى المنعطف المقطوع، فيبدو الأخير على شكل بحيرة هلالية الشكل تسمى «البحيرة المقتطعة» لأنها اقتطعت من مجرى نهر. وبعد تكوينها يظل الارساب مستمراً فوق قاع النهر وعلى ضفافه. فيعلو مستواهما بالتدريج عن مستوى البحيرة المقتطعة. وهذا ما نشاهده فى القطاع س – ص.

ويكثر وجود المنعطفات والبحيرات المقتطعة فى المجارى الدنيا للأنهار الكبيرة ومثلها نهر المسيسبى وميكونج (كامبوديا) وهوانجهو (الصين)، وحين ننظر إلى خريطة



شكل (٢٠ م، ل، هـ) كيفية تكوين البحيرة المقتطعة

لمجرى النيل فى مصر نلاحظ وجود منعطفات تزداد عددا فى مجرى فرعى رشيد ودمياط. ولكننا لا نرى بحيرات مقتطعة فى وقتاً الحالى ولا ينتظر تكوينها فى المستقبل، لأن مصر تتحكم فى مجرى النهر فلا تسمح له بالجرى على طبيعته، فهى تعرقل النحت بتقوية الجسور وإقامة الرؤوس من الأحجار فى ضفاف المنعطفات التى يشتد فيها التيار، حتى لا تطغى المياه على الأرض الزراعية. ومع هذا فإنه يتضح من دراسة خريطة محافظة القليوبية أن هناك بحيرة مقتطعة كانت متصلة من قبل بفرع دمياط، وهناك قرية تقع فى غربها بينها وبين فرع دمياط تسمى جزيرة الأعجام. ولاشك أن أمثال هذه البحيرة كان موجوداً من قبل، لكنها جفت وسويت وأضيفت إلى الأرض الزراعية.

الجسور الطبيعية وإطماء المجرى

يتم تكوين الجسور الطبيعية وإطماء المجرى (أى رفع قاعه بالارساب) على النحو الآتى:

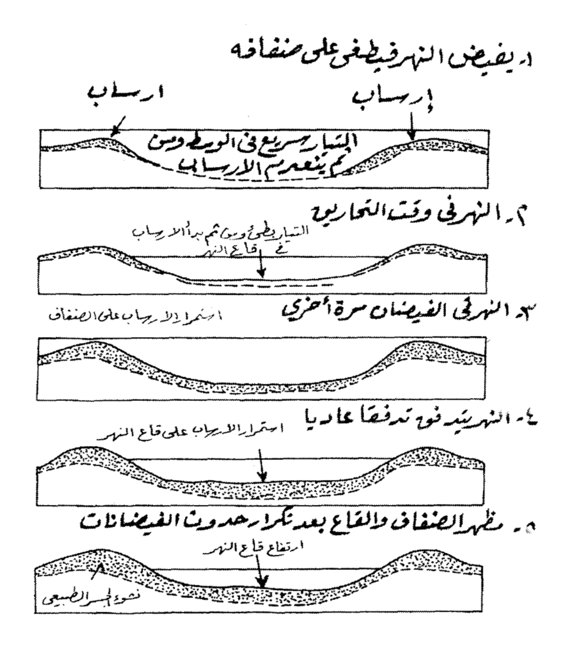
أ) يحدث الارساب على ضفتى نهر فى مرحلة الشيخوخة (المجرى الأدنى للنهر) أثناء موسم الفيضان وذلك لبطء سرعة التيار عند جانبى المجرى. ومع كل فيضان يزداد سمك الرواسب فيرتفع منسوب الضفاف وبذلك تتكون الجسور الطبيعية Natural Levees.

ب) يحدث الارساب فوق قاع النهر خصوصاً فى زمن التحاريق، ومن ثم يرتفع منسوب القاع.

حـ) وبمرور الزمن وبتكرار الارساب فوق قاع المجرى وضفافه، يصبح النهر وقد ارتفع منسوبه فوق مستوى سهله الفيضى.

وتعتبر مثل هذه الأنهار التى تجرى على منسوب يعلو مستوى سهولها الفيضية مصدر خطر وتهديد لمناطق العمران التى تحف بها. ففى موسم الفيضان العالى قد تجتاح هذه الأنهار جسورها وتطغى المياه على سهولها الفيضية. فتحدث الكثير من التخريب والتدمير. ولقد بذل الكثير من الجهود والمحاولات لتقوية وتوسيع الجسور الطبيعية على امتداد كثير من الأنهار كالنيل ودجلة والفرات، وأنهار إقليم فين Fen فى شرقى انجلترا، والبو Po فى شمال إيطاليا الذى فاض فيضاناً مدمراً فى شتاء ١٩٥١ – ١٩٥٢، ونهر المسيسبى. وهذه المحاولات عادة ما تزيد الأمر سوء لأن النهر يستمر فى الإطماء ورفع قاعه، ومن ثم يزداد ارتفاع منسوبه عن الأرض المحيطة، ويزداد بالتالى خطره. ومن بين الأنهار الخطرة الهوانجو (الأصفر)، وهو الشهير الذى يوصف بأنه مصدر (الأسى للصين) لكثرة ضحايا فيضاناته الخطرة. ففى عام ١٨٥٢ حطم ضفافه

ونقل مصبه مؤقتاً مسافة تقرب من ٥٠٠ كم من شمال شبه جزيرة شانتونج إلى جنوبها. وقد قدر ضحاياه من الغرقى والمفقودين بما يزيد على مليون نفس. وفى عام ١٩٣٨ أثناء النزاع بين الصين واليابان حول مجراه الأدنى إلى الجنوب لأغراض استراتيجية، ولم يعد لمجراه الشمالى حتى عام ١٩٤٧.



شكل (٢١) الجسور الطبيعية وإطماء المجرى

وتقوية الضفاف وتعليتها ليست فى الواقع عملية ناجحة على المدى الطويل للوقاية من أخطار الفيضان، فهناك وسائل أخرى يمكن اللجوء إليها للوصول إلى هذا الهدف

وهى: زراعة الغابات فوق المنحدرات الشديدة للتحكم فى تدفق المياه فى أعالى النهر، واستخدام الأودية العليا بمثابة خزانات لحجز مياه الفيضان، وشق قنوات خلال أعناق المنعطفات حتى يستقيم مجرى النهر ويقصر، فيشتد انحداره وتزداد سرعة تياره ومن ثم يقل إرسابه.

وقد واجه الهولنديون صعاباً جمة للتحكم فى مياه الأنهار، نظراً لأن أرض هولندا تتكون فى معظمها من سهل فيضى متحد كونته ثلاثة أنهار هى الراين وفروعه العديدة، والماس (أو الميز) والشيلد (أو إسكوت). وجميعها تجرى بطيئة التيار كثيرة المنعطفات الكبيرة فوق الأرض الهولندية المنخفضة المنسوب (فى بعض المناطق دون منسوب البحر)، فضلاً عن فيضاناتها التى تسببها غزارة الأمطار وذوبان الثلوج فى مرتفعات وسط أوربا. ويمثل كفاح الشعب الهولندى لحماية أرضه من غوائل الفيضان وغارات البحر قسماً كبيراً وهاماً من تاريخه. فقد عمل على استقامة المجارى النهرية وفصلها عن بعض، وشق مصبات جديدة لها إلى البحر، وإنشاء السدود لخزن قسم من مياه الفيضان لزمن موقوت، وإقامة جسور صلبة بعيداً عن المجارى الرئيسية.

الدالات البحرية

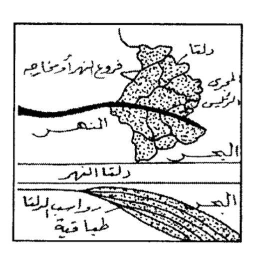
تنشأ الدالات البحرية Marine Deltas من ارساب حمولة النهر وتراكم موادها عند مصبه فى بحر أو محيط، وهى على عدة أشكال: فمنها ما يشبه القوس Arcuate أو المثلث كدلتا النيل والكانج والسند وإيراوادى والبو والهوانجو والرون، ومنها نمط مدبب Cuspate كدلتا التايبر Tiper (ايطاليا)، ومنها ما يتخذ الشكل الإصبعى الذى يشبه قدم الطائر Bird's Foot ومثلها دلتا المسيسبى.

وتتكون الدالات فى ثلاث مراحل:

في الأولى: يحدث الارساب، ويتفرع المجرى الرئيسى إلى عدة فروع أو مخارج نهرية تحف بها شطوط وجسور طبيعية، وتنشأ ألسنة وحواجز رسوبية، كما تتكون بحيرات ساحلية تفصل بينها جسور طينية.

وفي الثانية: تبدأ البحيرات فى الامتلاء بالرواسب، وتتحول بعض أجزائها إلى مستنقعات ضحلة، وتتسع الدلتا ويكبر حجمها.

وفي الثالثة: تصبح الأجزاء القديمة من الدلتا وقد غطتها النباتات الطبيعية ويعلو مستواها تبعاً لذلك، وأيضاً باستمرار الارساب أثناء الفيضان. وتختفى المستنقعات بالتدريج، وتصبح هذه الأجزاء القديمة جافة صالحة للسكن وللإستغلال الإقتصادى.



شكل (٢٢) تكوين الدلتا

وتنقسم طبقات الرواسب التى تتألف منها الدلتا إلى **ثلاث مجموعات:** أولاها من أسفل تتكون من المواد الدقيقة التى دفعها تيار النهر وأرسبها فى البداية على القاع قبل تكوين الدلتا الرئيسية، وتعرف **بالطبقات السفلي** Bottom Set. ومن فوقها تراكمت بالتدريج طبقات رسوبية مائلة تبعاً لطبيعة الانحدار من اليابس نحو قاع البحر، وتنتظم هذه الطبقات بحيث تقع الطبقة الأحدث فوق وأمام الطبقة الأقدم، ومن ثم تتقدم الدلتا باستمرار صوب البحر. وتعرف هذه المجموعة باسم **الطبقات الأمامية** Fore - set، وفى النهاية تتراكم الرواسب الدقيقة ابتداء من الهوامش المواجهة لليابس فى شكل غطاء رسوبى يتصل بالسهل الفيضى للنهر مكونة بذلك لما يعرف **بالطبقات العليا** Top - set شكل (٢٢).

وتنمو الدالات وتتسع رقعتها على حساب البحر كل عام. وهى تختلف فى درجة نموها، فبعضها ينمو أسرع من الأخرى إذا ما توافرت ظروف إرساب أنسب. مثال ذلك دلتا المسيسبى التى تتقدم فى خليج المكسيك بمعدل ٧٦ م كل سنة، بينما تنمو دلتا البو فى البحر الإدرياتى بمعدل ١٢ م، أما دلتا النيل فقد توقف نموها تقريباً بسبب إنشاء السد العالى.

شروط تكوين الدالات:

ينبغى لتكوين الدالات ولاستمرار نموها توافر شروط معينة هى:

١- أن تكون حمولة النهر كبيرة، وهذا يعنى أن تكون التعرية النهرية نشيطة قوية فى مجراه الأعلى.

٢- أن يكون الجزء الأدنى من النهر فى مرحلة الشيخوخة، حتى يكون تياره بطيئاً فيرسب معظم حمولته عند المصب. إذ أن النهر السريع الجريان يستطيع دفع

رواسبه بعيداً فى عرض البحر. وهناك حقيقة طبيعية كيميائية تساعد على إرساب المواد عند المصب، مؤداها أن الذرات الصلصالية الدقيقة التى تحملها مياه النهر العذبة فرادى، تتعقد وتتلاحم ببعضها عند اختلاطها بمياه البحر المالحة، ومن ثم يزداد ثقلها فترسب.

٣- أن تكون منطقة المصب هادئة خالية من التيارات البحرية والأمواج العاتية وحركات المد والجزر حتى لا تحرك الرواسب وتنقلها بعيداً عن منطقة المصب. فكثير من الدالات العظيمة قد تكونت ونمت فى البحر المتوسط الذى يتميز بضعف حركة المد والجزر وقلة مداها، ومنها دلتا النيل والبو والرون. ورغم هذا فمن الممكن أن تتكون الدالات أيضاً فى البحار والمحيطات التى تحدث بها حركة مد وجزر واضحة، ومثلها دلتا الكلورادو فى خليج كاليفورنيا، ودلتا الكانج ودلتا إيراوادى فى المحيط الهندى. فعند مصب كل من هذه الأنهار تحدث حركة مد وجزر قوية، ولكن فى كل هذه الحالات يرسب النهر مقداراً من الرواسب يفوق بكثير ما يمكن لتيار المد والجزر إزالته.

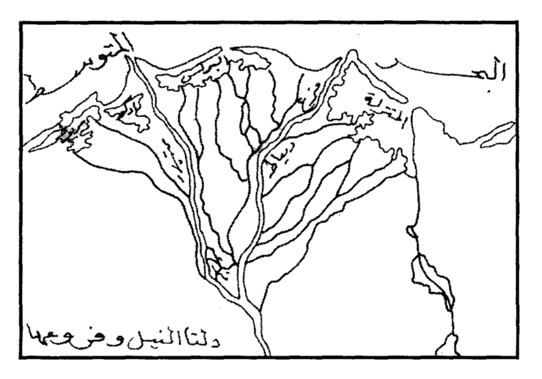
٤- أن تكون البحيرات التى تعترض مجرى النهر قليلة أو معدومة حتى لا يرسب النهر فيها حمولته، فلا يصل منها إلى المصب إلا قليلاً.

٥- أن تكون منطقة المصب ضحلة غير عميقة وغير آخذة فى الهبوط، فتنمو الدلتا بسرعة. وتعانى بعض الدالات من هبوط تكتونى بطيء، ومنها دلتا المسيسبى. ولكن مقدار الرواسب التى يأتى بها النهر كل عام ويرسبها فى منطقة الدلتا أعظم سمكاً من مقدار الهبوط، ولهذا. فإن سطح الدلتا يرتفع باستمرار، كما يزداد تقدمها فى البحر عاماً بعد عام.

دلتا النيل:

كانت أرض دلتا اللنيل فى بداية عصر البلايوستوسين ما تزال مغمورة بمياه البحر المتوسط. ثم أخذت تظهر فوق مستوى الماء تدريجياً بفضل ما كان يلقيه النهر فى البحر من تكوينات الحصى والرمال، وبدأ نموها من الجنوب نحو الشمال، وفى أواخر ذلك العصر كانت الدلتا قد كسبت على حساب البحر نحو ٩٠ كم شمال خط عرض القاهرة. وفى العصر الجيولوجى الحديث نمت الدلتا وتقدمت فى البحر حتى وصلت إلى مداها الحالى. وتغطى أرض الدلتا حالياً طبقة من الطمى يبلغ سمكها نحو ١٠ م أرسبتها مياه الفيضان ويقدر عمرها بنحو ١٠,٠٠٠ سنة. وتتألف من حبيبات دقيقة من مواد معدنية تختلط فيها الرمال بنسب صغيرة. وترتكز هذه الطبقة على طبقات سفلى أقدم منها

عمراً. وقد ساعدت كثرة الرواسب التى كان يلقيها النيل عند مصبه بالإضافة إلى قلة المد والجزر فى البحر المتوسط على سرعة تكون الدلتا ونموها. وهى دلتا ناضجة تقل بها المستنقعات، وإن كانت البحيرات الساحلية ما تزال تكتنف هوامشها الشمالية، وهى من الشرق إلى الغرب: المنزلة والبرلس وإدكو ومريوط (شكل ٢٣).



شكل (٢٣) دلتا النيل وفروعها

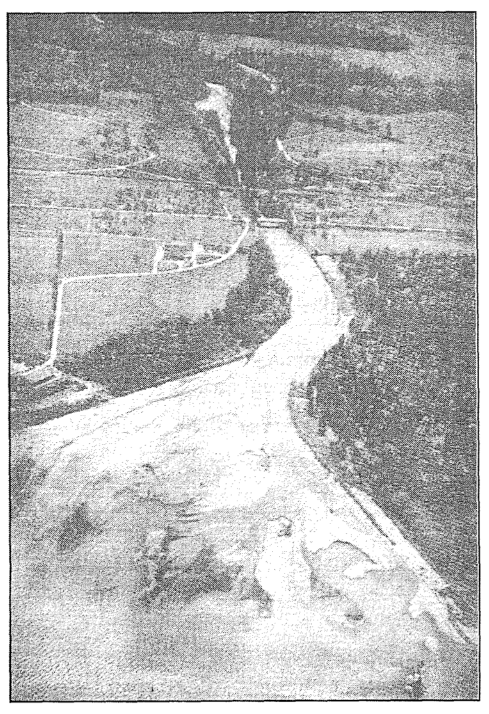
وقد كان يجرى بالدلتا عدة فروع للنيل فيما مضى، وكانت تصب فى البحر بسبعة مصبات، ولكنها اندثرت وزالت بالتدريج. ويتفرع النيل حالياً إلى الشمال من القاهرة إلى فرعين رئيسيين هما: فرع دمياط وفرع رشيد. والأول أطول من الثانى، إذ يبلغ طوله من القناطر الخيرية حتى البحر المتوسط ٢٤٢ كم، بينما يقل فرع رشيد عن ذلك بنحو ٦ كم. وفرع رشيد أهم من فرع دمياط فى اتساع مجراه وفى مقدار ما يحمله من مياه، فبينما يبلغ متوسط اتساع فرع رشيد ٥٠٠ م، إذ بفرع دمياط يضيق إلى ٢٧٠م. وتكثر بالفرعين الجزر والمنعطفات نظراً لبطء جريانهما، إذ أنهما ينحدران من علو ٢٠ م فقط عند القاهرة على امتداد طولهما حتى البحر.

دلتا الرون:

يتفرع الرون إلى الشمال من بلدة آرل Arles بقليل إلى فرعين هما: الرون الكبير وهو الأهم، والرون الصغير. وهما يحددان معالم دلتاه المثلثة الشكل. ويتميز الفرعان بشدة بطء جريانهما، ولذا فهما كثيرا الإلتواء والإنحناء، فالرون الكبير ينحدر من بلدة

آرل على ارتفاع ١,٨ م انحدار بطيئاً على امتداد طوله البالغ نحو ٥٠ كم إلى البحر. وقد كان يجرى بالدلتا فروع قديمة هجرتها المياه، ويمكن الإستدلال عليها بواسطة الشطوط والجسور الرملية التى تكتنف أرض الدلتا.

وفيما بين الفرعين الحاليين يقع إقليم كامارج Camargue الذى تغطيه المستنقعات الضحلة التى سبق اقتطاعها من البحر وانعزلت عنه بواسطة الحواجز والكثبان الرملية.



شكل (٢٤) دلتا نهر كاندر البحيرية

ولا يزيد عمق مستنقع فاكارى Vaccares عن متر واحد. وقد جرى استصلاح الجزء الشمالى من اقليم كامارج، وزرعت به أشجار السرو والأثل، كما استغلت أجزاء منه للرعى ولزراعة الأرز. وإلى الشرق من الرون الكبير يقع سهل كرو Crau، وهو أشبه بمثلث يحتل الزاوية المحصورة بين النهر الرئيسى ورافده دورانس Durance. وتغطيه طبقة من الحصى والرمال أرسبها نهر دورانس حينما اتصل بالرون وكونا معاً دلتا متحدة. ويمكن اعتبار سهل كرو مثالاً لدلتا قديمة جافة.

الدالات البحيرية Lacustrine Deltas

يرسب النهر قسماً كبيراً من حمولته فى بحيرة تعترض مجراه أو ينتهى إليها مصبه. فهو حين يصل إليها يتسع مجال تيار مياهه فجأة فيضعف، ويلقى برواسبه مكوناً الدلتا، ومثلها دلتا نهر كاندر Kander فى بحيرة تون Thun بسويسرا (شكل ٢٤). وأوضح منها دلتا الرون فى بحيرة جنيف. فبعد أن يمر النهر بمدينة مارتنى Martigny يشق طريقه خلال سلاسل جبال بيرنر Berner Oberland الجيرية فى خانق سان موريس الذى يبلغ طوله زهاء ٢٠ كم. والنهر فى هذه الشقة من مجراه شديد التدفق سريع الجريان عظيم الحمولة. وعند بلدة Bex ينفتح واديه ويضمحل انحداره فجأة. وهنا كان الإرساب يبدأ فى بحيرة جنيف التى كانت بلا ريب تمتد فيما مضى حتى بلدة بيكس. وقد ملأت الرواسب جزء البحيرة من هذه الجهة بالتدريج إبان فترات طويلة من الزمن، وهو الجزء الذى يتميز حتى وقتنا الحاضر بوجود المستنقعات. وعلى الرغم من أن يد الإنسان قد امتدت إلى مجرى النهر فى هذه المسافة بالتنظيم والتهذيب، إلا أنه ما يزال متعدد المجارى Braided حول الجزر الرسوبية. ويكثر بالمنطقة وجود البحيرات المقتطعة والمجارى الراكدة التى هجرتها مياه النهر. وما تزال الدلتا دائبة فى نموها على حساب البحيرة. ويشاهد التفاوت واضحاً بين مياه النهر التى تبدو بلون رمادى عند مدخله فى البحيرة، وبين المياه الصافية عند مخرجه فى نهايتها الغربية. وتتضح من الجو أسفل المياه الصافية تلك الشطوط الرسوبية التى تعتبر امتداد الدلتا فوق قاع البحيرة.

وإذا جاز لنا اعتبار بحر قزوين بحيرة كبيرة فيمكننا حينئذ أن نضيف إلى أمثلة الدالات البحيرية تلك الدالات العظيمة التى أنشأتها فيه أنهار الفولجا وأورال وكيورا Kura.

وأمثال هذه البحيرات مهما كبر حجمها مآلها إلى الزوال بدوام الارساب، سواء منها ما اعترض مجرى النهر أو انصبت مياهه فيها. وقد أمكن الاستدلال على بعض من تلك البحيرات القديمة التى كانت تعترض المجارى المائية فيما مضى والتى امتلأت

بالرواسب وانصرفت مياهها، وأصبحت الأنهار تتدفق فى أماكنها خلال مجارى محدودة الجوانب. ومنها بحيرة «السد» التى يقال أنها كانت تحتل رقعة عظيمة من حوض النيل قدرت مساحتها بنحو ٢٣٠٠٠٠ كم٢، وبلغ أقصى عرض لها ٥٣٠ كم، وأقصى طول لها ١٠٥٠ كم فيما بين بلدة شمبى على بحر الجبل وخانق شبلوكة شمال الخرطوم. وكان يصب فيها النيل الأزرق والسوبات وبحر الجبل ومجموعة بحر الغزال وبحر العرب. وقد امتلأت بالرواسب التى كانت تجلبها تلك الأنهار، وانصرفت مياهها خلال خانق شبلوكة متجهة نحو الشمال إلى النيل النوبى فالنيل الأعظم.

الدالات المروحية والمخروطية Fans and Cones

وهى تشبه فى طريقة تكوينها الدالات البحرية والبحيرية. ولكنها تختلف عنها فى أنها تتكون على سطح اليابس. فحينما يتدفق سيل فوق منحدر جبلى ويصل إلى حضيض الجبل ويصادف أيضاً أرضاً واسعة منبسطة، فإنه يلقى بحمولته من الرواسب التى تنتشر فوقها فى شكل مروحة، وقد تتخذ الرواسب شكل المخروط إذا كانت الأراضى التى انتشرت فوقها الرواسب شديدة الانحدار نسبياً. ويكثر وجود الدالات المروحية والمخروطية فى الأقاليم شبه الصحراوية. ففيها تحمل السيول القصيرة العمر كميات كبيرة من المواد الصخرية ترسبها فى شكل مروحى أو مخروطى. ومن أمثلتها دلتا خور الجاش وخور بركة بالسودان، والمخروط الضخم الذى كونته السيول الجبلية والذى يتاخم الجانب الشرقى من وادى ماديسون Madison فى جنوب ولاية مونتانا بالولايات المتحدة الأمريكية.

وحين يهبط فى الأقاليم شبه الجافة عدد من المجارى المائية المتوازية والمتقاربة من نطاق جبلى إلى حضيضه السهلى، يتكون عدد من الدالات والمخروطات المتجاورة، وهذه ما تلبث بمرور الوقت وتوالى الارساب أن تتلاحم وتتحد ببعضها مكونة لسهل رسوبى خصيب Piedmont alluvial plain يعرف باسم باجادا Bagada. ومثله ما يوجد فى الوادى الأوسط بكاليفورنيا، حيث استطاعت المسيلات المائية التى تتدفق من المنحدرات الغربية للسييرا نفاذاً حين تسقط عليها أمطار الشتاء الغزيرة، أن تكون عدة مراوح فيضية، اتحدت ببعضها مكونة لسهل خصيب هين الانحدار، وهو يزرع عن طريق الرى الصناعى.

وتنشأ المراوح والمخروطات أيضاً فى الجهات الرطبة، وذلك حينما تنحدر السيول الجبلية من المرتفعات المتاخمة لوادى نهر رئيسى وتصل إليه. ويحدث هذا على الخصوص حينما تشغل السيول أودية معلقة تتدفق المياه منها إلى القاع الحوضى لواد

جليدى النشأة فترسب حمولتها فى هيئة مروحة أو مخروط. ويوجد الكثير منها فى وادى الرون وأعالى الآرى بسويسرا، وفوقها تقوم القرى ومحلات الاستقرار لتكون بمأمن من أخطار الفيضان.

ومن المراوح ما هو قديم نشأ فى أثناء أدوار أكثر نشاطاً من النحت والارساب النهرى. مثال ذلك ما يشاهد على امتداد الجانب الفرنسى من مرتفعات البرانس الوسطى، حيث توجد مروحة مركبة ضخمة تكونت من اتحاد عدة مراوح، تبدو الآن فى هيئة هضاب قطعتها روافد الجارون والأدور Adour. وما تزال المواد تترسب فوقها مع فيضانات الشتاء والربيع. وقد تكونت أصلاً فى أواخر الزمن الثالث، وازدادت ضخامة واتساعاً فى أثناء الزمن الرابع.

شطوط المصبات الخليجية

تدخل دراسة المصبات النهرية الخليجية التى تتأثر بحركات المد والجزر فى دراسة السواحل والتعرية البحرية، ونحن نشير إليها هنا على أساس أنها مسرح لعمليات الارساب النهرى. فكثير من حمولة النهر يتم ارسابها هنا رغم أن المواد الدقيقة يجرفها تيار النهر بعيداً لعدة كيلو مترات فى عرض البحر، كما هى الحال عند مصب نهر الأمزون ونهر الكونغو. ولا تتكون الدالات البحرية أمام مثل هذه المصبات التى تتميز عادة بقوة تيار مياه النهر وبعظم الفرق بين منسوبى المد والجزر، وإنما تنشأ جسور أو شطوط مصبية Estuarine banks.

وتتوقف طبيعة المواد وانتشارها على عدة عوامل أهمها:

١- مدى سرعة تيار النهر وقوة تيارات المد والجزر.

٢- شكل المصب الخليجى، فقد يبدو فى شكل عنق الزجاجة، ومن ثم تغسله تيارات المد والجزر القوية وتكتسح منه الرواسب، كمصب نهر الميرزى Mersey بغرب انجلترا (جنوب ليفربول)، أو قد يكون عريضاً مفتوحاً كمصب نهر دى Dee (غرب انجلترا جنوب المصب السابق) فيكون أكثر عرضة للارساب.

٣- عامل اصطناعى، فقد تستلزم حركة الملاحة تطهير المصب من الرواسب وبناء حواجز لتهذيبه.

نظم التصريف النهري: النشأة والتطور والشكل

لقد حظيت نظم التصريف النهرى ونموها بالدراسات المكثفة، ولم يبخل عليها الجيومورفولوجيون بالوقت والجهد، ومرد ذلك إلى سببين هما:

١ – أن نظم التصريف النهرى معالم رئيسية فى وجه البيئة الطبيعية، بل أن شكل نظام التصريف المائى، واتجاه وتوجيه المجارى المائية التى يتألف منها، والمسافات فيما بينها، كل ذلك يهم فى تقرير شخصية البيئة الطبيعية. ويمكننا فى هذا المجال أن نضرب مثالين متغايرين من البيئات الطبيعية، قد جعلت نظم التصريف النهرى شكل كل منهما على نقيض الآخر. فشتان بين بيئة الأرض الوعرة Badland بشبكتها المائية الكثيفة التى تتكون من آلاف المجارى المائية والنهيرات، كل منها يحفر لنفسه وادياً أو مسيلاً جبلياً خاصاً، فتبدو البيئة مخددة مخندقة وعرة، وبين بيئة هضبية فسيحة تتألف من الصخور الجيرية، تبدو فى معظمها جافة السطح، لا يقطعها أحياناً سوى نهر كبير، يشغل وادياً عميقاً أو خانقاً.

٢ – إمكانية التعرف على التاريخ التحاتى لمنطقة معلومة، عن طريق دراسة نظم التصريف النهرى بذات المنطقة. مثال ذلك إمكانية الاستدلال على طبيعة وكيفية نشأة سطح أرض المنطقة التى بدأ فيها ظهور نظام نهرى معلوم، وذلك من خلال محاولة استكشاف والتعرف على الشكل الأصلى لذلك النظام النهرى. بل أنه بالإمكان تأريخ الأحداث التكتونية العظمى وفترات الطغيان البحرى على الكتل اليابسة فى ضوء دراستنا لنمو وتطور النظم النهرية.

وسنعالج فى دراستنا لنظم التصريف النهرى موضوعين رئيسيين هما:

أولاً: نشأة النظم النهرية وتطورها: وهذا اتجاه منهجى يؤدى فى بحثه عن الأصل Genetic Approach إلى الاستدلال على طبيعة وأسلوب نشأة سطح المنطقة التى يجرى بها كل نظام نهرى.

ثانياً: شكل النظم النهرية: وهذا اتجاه منهجى وصفى Descriptive Approach يستدل من خلاله على شخصية البيئة الطبيعية وملامحها الرئيسية. وفى دراستنا للشكل Form سنستخدم الوصف ثم التصنيف بالطريقين: الموضوعى والذاتى.

نشأة النظم النهرية وتطورها

تتحدّد نشأة وتطور نظم التصريف بواسطة عاملين رئيسيين هما:

١- طبيعة السطح الأصلي الذي استهلت عليه الأنهار جريانها:

فمن الطبيعى أن يبدأ نشوء ونمو حوض التصريف النهرى بعدد من المجارى الرئيسية تتدفق مباشرة فوق المنحدر صوب البحر، وتتبع هذه المجارى خطوط أشد الانحدارات. ومجارى هذه الأنهار ما هى إلا نتيجة لشكل سطح الحوض واتجاه منحدراته، أى أنها تتبع اتجاه المنحدر، وتبعاً لذلك تسمى الأنهار التابعة Consequents.

ومن الواضح أن نمط التصريف التابع الأصلي هذا سيتباين كثيراً فى كثافته وتعقيده، تبعاً لدرجة وعورة وعدم انتظام السطح الأصلى Initial Surface فإذا ما كان هذا السطح ناشئاً عن حركة رفع وإمالة لطيفة لسهل تحاتى بحرى مثلاً، فإن نتيجة الجريان المائى ستكون فى أغلب الظّن **شبكة من الأنهار التابعة المتوازية** Parallel Consequent على وجه التقريب. أما إذا كان السطح ناتجاً من حركات أرضية عنيفة ومعقدة، أدت إلى تكوين بنيات جيولوجية ملتوية، فإن نمط التصريف النهرى سيتتبع خطوطاً مختلفة، فالأنهار الكبيرة ستجرى على طول محاور الثنيات المقعرة، متتبعة الميل العام لأرضياتها، وتسمى أمثال هذه الأنهار باسم **الأنهار التابعة الأولية** Primary أو **التابعة الطولية** Longitudinal. وتصرف مياه جوانب الثنيات المحدبة أنهار رافدية صغيرة، تعرف باسم **الأنهار التابعة الثانوية** Secondary أو **المستعرضة** Traverse، وتتصل بالأنهار التابعة الأولية أو الطولية، ومن ثم تنشأ شبكة تشبه **الهيكل العظمي للسمكة** Fish - bone Pattern.

٢- التركيب الجيولوجي:

وهنا نقصد التركيب الجيولوجى بمعناه الواسع الذى يتضمن الالتواءات، والعيوب، والفواصل، وزوايا الانحدار الطبقى، ثم نوعية الصخر، ومدى تأثير هذا العامل بعناصره المختلفة فى نشأة نظم التصريف النهرى وتطورها. وكما سبق وأوضحنا فإن شكل السطح الأصلى مرتبط ارتباطاً مباشراً بالبنية الجيولوجية من أسفله، ففى حالة البنيات الالتوائية سنجد الأنهار التابعة الثانوية، التى تجرى فوق جوانب الثنيات المحدبة لتصب فى الأنهار الطولية، هى **أنهار ميل** Dip Streams لأن جوانب الثنيات المحدبة ما هى إلا منحدرات ميل أحدث الصخور التى شملتها واحتوتها حركات الالتواء.

معنى هذا أن الصلة وثيقة بين الأنهار التابعة وبين كل من الشكل الأصلى لسطح أرض حوضها ولبنيته الجيولوجية، وذلك حيثما اتفق الشكل مع البنية، وهنا يمكن القول بأن التصريف النهرى متوافق Accordant (مع كل من السطح والبنية). أما حيثما غلب تأثير البنية الجيولوجية فإن نظام التصريف النهرى يصبح غير متوافق Discordant مع البنية. ويتضح ذلك فى مثال السهل التحاتى البحرى، فقد يكون فعل البحر قد سوى البنية الجيولوجية التى كانت تحتوى على عدد عديد من الثنيات المقعرة والمحدبة، لكنها لم تعد الآن بعد نحتها بذات تأثير على مجارى الأنهار التابعة.

معنى ذلك أن التركيب الجيولوجى قد يؤثر على أنماط التصريف النهرى الأصلية وقد لايؤثر. لكنه من المؤكد يؤثر على تطور ونمو الأنهار. ولعل أهم ظاهرة فى هذا المجال ظهور ونمو الأنهار التالية Subsequent التى تزداد طولاً، بعملية النحت

الصاعد، على طول خطوط الضعف الجيولوجى، مثل مكاشف الصخور الصلصالية والرملية بامتداد مضارب الطبقات، وتعرف حينئذ بأنهار المضرب Strike - type وحينئذ تتصل بالنهر التابع بزوايا قائمة، ومثل خطوط الفوالق والعيوب، والفواصل الرئيسية، ومحاور الثنيات المحدبة.

وبهذه الطريقة تضاف أنهار تتحكم فيها التراكيب الجيولوجية إلى شبكة التصريف النهرى التابعة الأصلية بصفة مستمرة. وسواء أكانت متوافقة أو غير متوافقة، فإنها تتميز باستمرار ازدياد معدلات تكيفها أو انضباطها مع التركيب الصخرى Adjustment to Structure وتبعاً لذلك قد تعطى هذه الصلة الوثيقة بين المجارى النهرية وخطوط الضعف الجيولوجى مؤشرات واضحة لمراحل تطور نظام التصريف النهرى. فإذا ما كان تكيف التصريف النهرى مع التركيب الجيولوجى ضعيفاً، فإن التصريف يكون فى هذه الحالة شاباً Youthful، أما إذا كان التكيف بينهما واضحاً جداً، فإن ذلك يدل على نمو نظام التصريف وتطوره خلال فترة طويلة من الزمن، ربما قد قطع خلالها أكثر من دورة تعرية.

ومن أحسن أمثلة التصريف النهرى الجيد التكيف نظم التصريف النهرى فى سهول انجلترا، حيث تتبع كثير من الأنهار الكبيرة مكاشف صخور ضعيفة على الأقل فى جزء أو أجزاء من مجاريها. مثال ذلك نهر السيفيرن Severn الذى يقطع فى جزئه الأدنى الصخور الترياسية واللياسية من المارل والصلصال السهلة النحت. ونهر ترينت Trent الذى تكيف فى مجراه الأوسط بصخور المارل الضعيفة المقاومة، كما وأن روافد نهر التيمز تتبع مكاشف صلصال أوكسفورد Oxford Clay وفى اقليم الويلد Weald تتخذ أعداد كثيرة من النهيرات الصغيرة مساراتها على طول مكاشف صخور صلصالية.

وقد اتخذ بعض الكتاب، ومنهم ديفيز Davis، هذه الشواهد، وحسبوها دليلاً على أن التصريف النهرى الحالى فى سهول انجلترا قد نشأ أصلاً من الزمن الثالث، عقب انتهاء فترة الطغيان البحرى التى أرسبت أثناءها تكوينات الطباشير بحلول حركة الرفع الواسعة النطاق لأراضى انجلترا. ومع هذا، فإنه من الصعب التكهن بصحة هذه النتيجة، نظراً لقلة المعلومات الخاصة بدرجات قدرات الأنهار التالية فى إطالة مجاريها والوصول إلى درجة متقدمة من التكيف مع التراكيب الصخرية. فلابد من معرفة مقدار قوة الرفع ومداها التى أنشأت نظام التصريف النهرى ومدى مقاومة الصخور التى تجرى خلالها الأنهار بدقة، وظروف المناخ السائدة. ويرى بعض الكتاب أن بعضاً من أنهار الويلد Weald التالية، قد نشأت بالفعل خلال المليون سنة الأخيرة، ومنذ الانحسار البحرى الكلابرى.

وينشأ عن نمو وتكاثر الأنهار التالية اضطراب وتمزق واسع النطاق بسبب كثرة حدوث عمليات الأسر النهرى River Capture لمنابع أو أجزاء من منابع الأنهار التابعة. وبمرور الزمن تبدأ الأنهار التالية تسود، بتزايد مستمر، نمط التصريف النهرى برمته، بينما تتضاءل الأنهار التابعة الضامرة المقطوعة الرؤوس، ويصبح تمييزها من الصعوبة بمكان.

كيفية التعرف على تاريخ التصريف النهري

لكى نتعرف على تاريخ التصريف النهرى وتطوره، لابد من تحديد خطوط التصريف النهرى الأصلية تحديداً صحيحاً. وهناك طريقتان رئيسيتان للوصول إلى هذا الهدف هما:

١ – إمكانية التعرف على الأنهار التابعة من خلال عدد من الخصائص والمميزات التى يسهل فى العادة استقراؤها والتعرف عليها، وهى التى سنشرحها بعد قليل.

٢ – يعتبر الأسر النهرى من بين أهم الأحداث فى تاريخ التصريف النهرى، وأن النجاح فى تمييزه وتقويمه وسيلة مفيدة للغاية فى حل تفسير مشاكل التصريف النهرى.

خصائص الأنهار التابعة

سبق لنا القول أن العامل الرئيسى الذى يحدد مجرى النهر التابع هو منحدر سطح الأرض الذى نشأ فيه ذلك النهر. ومن الممكن فى بعض الحالات إعادة بناء الشكل الأصلى لذلك السطح، وتوضيح الصلة الوثيقة بين اتجاه أقصى انحداره وانحدار النهر الحالى. مثال ذلك الأنهار التى تجرى فى اقليم هامبشير Hampshire فهنا نجد التكوينات الرملية والصلصالية التابعة للزمن الثالث قد غطيت فى معظم مساحتها بغطاء سميك من الحصى التابع للزمن الرابع. وترتكز كل هذه التكوينات على سلسلة من أسطح التعرية التى تتناقص فى ارتفاعاتها تدريجياً من نحو ١٢٥ متراً فى الشمال إلى مستوى سطح البحر فى الجنوب. وتجرى الأنهار الرئيسية فى الإقليم متتبعة تماماً انحدار الغطاء الحصوى، رغم أنها قد حفرت لنفسها مجارى تعمقت من خلاله فى الصخور الموجودة تحتها والتى تنتمى للزمن الثالث، ونحرت مجاريها فى صخور الزمن الثالث، ومن المنطقى ترجيح أن هذه الأنهار قد نشأت أول ما نشأت فوق سطح غطاء الحصى، وأنها أنهار تابعة ترجع فى تاريخها للزمن الرابع.

وينبغى أن نشير هنا إلى أن تمييز وتأريخ الأنهار التابعة لا يكون دائماً بهذه السهولة، خاصة إذا ما كانت التراكيب الجيولوجية أكثر تعقيداً، أو حيثما تقطعت أوصال التصريف النهرى بواسطة الأسر النهرى. ففى منطقة تتألف بينتها من تتابع الثنيات

المحدبة والأخرى المقعرة، قد ينظر الباحث إلى كل أنهار الثنيات المقعرة ويعتبرها أنهاراً تابعة طولية، بينما يحسب كل أنهار الثنيات المحدبة أنهاراً تالية. لكن يحتمل أن تكون أنهار الثنيات المقعرة هى الأنهار التالية.

ففى البنيات الالتوائية التى سوتها التعرية، قد نجد الثنيات المقعرة مطابقة لمكاشف الصخور اللينة التى تسهل النحت الصاعد وإطالة الروافد النهرية فى اتجاه المنبع، ففى اقليم هامبشير Hampshire الطباشيرى الصخور يشيع وجود أنهار الثنيات المقعرة. وقد أمكن الاستدلال على أن بعضها قد شق طريقه على طول محاور الثنيات المقعرة الطباشيرية التى كانت تمتلئ فيما مضى بتكوينات رملية وصلصالية ضعيفة تابعة للزمن الثالث. بينما قد تبين أن بعضها الآخر من النمط العائد Resequent، أى أن أنهار الثنيات المحدبة قد تمكنت من نحر مجاريها إلى مستوى أقل من مستوى نحر أنهار الثنيات المقعرة، فانصرفت مياه الأخيرة إلى الأولى، وأصبحت بالتالى تالية، ويرتبط ذلك بظاهرة انقلاب التضاريس، حينما تصبح المحدبات مقعرات مظهرية والعكس صحيح، فلا تتفق البنية الجيولوجية مع الشكل الأرضى. وقد تعود الأنهار سيرتها الأولى إلى الثنيات المقعرة باشتداد النحت فيها وقلته فى محاور الثنيات المحدبة (جيولوجيا)، وتسمى لذلك بالأنهار العائدة.

ولا تقتصر صعوبة التعرف على هوية الأنهار فى الثنيات المقعرة وحدها، وإنما نجدها فى أنهار الثنيات المحدبة، التى عادة ما يميزها الباحث فى الحقل ويراها بالتأكيد أنهاراً تالية. ففى بعض الحالات الشاذة قد تكون هذه الأنهار ذات نشأة تابعة. ويضرب سباركس Sparks لذلك مثلاً بنهر بثون Béthune الذى يتتبع بالدقة محور ثنية محدبة تدعى برى Bray فى اقليم نورماندى Normandy بشمال غرب فرنسا. فلقد انطبع النهر بكل تفاصيله من سلسلة من أسطح التعرية التى تتفق تماماً فى انحدارها العام اللطيف نحو الشمال الغربى مع اتجاه انحدار الالتواء.

وعادة ما يؤخذ عدم التوافق النهرى مع التركيب الجيولوجى مشيراً إلى الأصل التابع للنهر. فكما قد رأينا تجرى الأنهار التالية بطول خطوط الضعف الجيولوجى، ومن ثم فهناك توافق تام بين المجارى النهرية وأنماط مكاشف الصخور والالتواءات والعيوب والفواصل، ولهذا فإنه من الصعب أن نتصور أن تكون الأنهار التى تقطع عرضياً سلسلة من الثنيات المقعرة وتلك المحدبة ذات أصل تال. فالأنهار التى تقطع عرضياً، وبشكل غير متوافق، الثنية المقعرة الضخمة لحقل فحم جنوب ويلز، لا يمكن أن تكون أنهاراً تابعة متالية. وتتضح هذه الظاهرة فى كثير من أنهار الويلد Weald أيضاً. وسنذكر فى موضع لاحق عند الكلام عن الانطباع النهرى Superimposition والنضال النهرى

Antecedence أسباب أن الأنهار التابعة تكون فى الأغلب غير متوافقة Discordant مع التراكيب الصخرية.

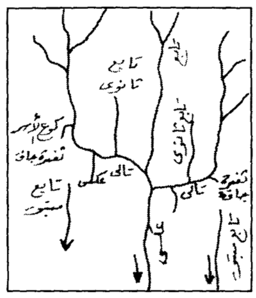
وينبغى أن نشير فى النهاية إلى نقطة هامة. فلقد يتضح من عرضنا السابق أنه بينما تعتبر الأنهار غير المتوافقة مع التراكيب الصخرية أنهاراً تابعة، فإن العكس يكون صحيحاً أيضاً، أى أن الأنهار التابعة لابد وأن تكون غير متوافقة، وهذا يخالف الواقع فى بعض الحالات. فحيثما يتطابق شكل السطح الأصلى الذى يجرى عليه النهر مع التركيب الجيولوجى، فإن التصريف التابع يكون متوافقاً Accordant منذ البداية، ويبقى كذلك تابعاً رغم إمكانية التفتت والتجزؤ بواسطة الأسر النهرى.

الأسر النهري

يؤدى نمو النظم النهرية المتجاورة، التى تستقى مياهها من مناطق تقسيم مياه مشتركة، إلى أن يصبح نهر منها أعظم وأقوى من جيرانه، وبمرور الزمن يصبح هذا النهر هو النهر السيد أو السائد Master Stream فى المنطقة. وهو يصل إلى عنفوانه هذا عن طريق تراجع منابعه (تراجع خطوط تقسيم المياه) من جهة، وبواسطة تحويل أجزاء من النظام النهرى المجاور إلى حوضه من جهة أخرى. وتعرف الظاهرة الأخيرة بالأسر النهرى River capture أو القرصنة النهرية River Piracy.

ويحدث الأسر النهرى حينما يتمكن النهر السيد الأقوى من دفع خطوط تقسيم المياه ونحرها صعدا، وذلك عن طريق النحت التراجعى أو النحت الصاعد. وما يزال النهر السائد يعمق مجراه، وينحت تراجعياً صاعداً مخترقاً منطقة تقسيم المياه، حتى يصل إلى منابع النهر الضعيف المرتفع القاع فيأسرها،وتتحول مياهها إليه، وتبعاً لذلك تزداد قدرة النهر الآسر السيد. وعند مكان الأسر (أى مكان تحويل المياه إلى النهر الآسر) توجد فى العادة حنية واضحة المعالم تعرف بعلامة الأسر أو كوع الأسر Elbow of capture، وينكمش النهر المبتور الرأس Beheaded الذى فقد منابعه، ويصبح أصغر حجماً بالنسبة لواديه، لذا يعرف بالنهر الضامر Misfit، وقد يتضاءل ويقصر مجرى النهر الضامر، ويصبح منبعه بعيداً عن كوع الأسر، تاركاً جزءاً جافاً من واديه القديم (قبل الأسر) يعرف بالثغرة الجافة Dry Gap (أو ثغرة الريح Wind Gap).

ويحدث الأسر النهرى على الخصوص فى أقاليم الحافات المتعاقبة، حيث تستطيع الأنهار التالية المتعامدة على مجارى الأنهار التابعة أن تنحت تراجعياً على امتداد نطاقات الصخور اللينة القليلة المقاومة للتعرية كالصخور الصلصالية، ومن ثم تأسر منابع الأنهار المجاورة، وتنشئ شكلاً من أشكال التصريف النهرى يسمى «التصريف المتشابك أو المشبك Trellised»، يبدو هنا على جانب كبير من التعقيد (انظر شكل ٢٥).

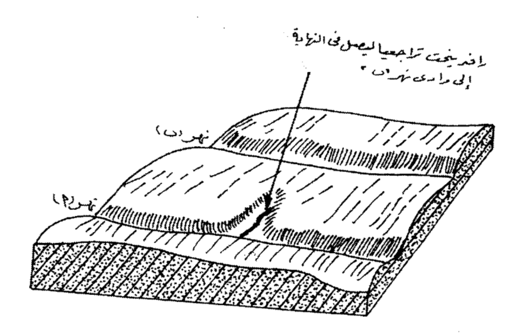


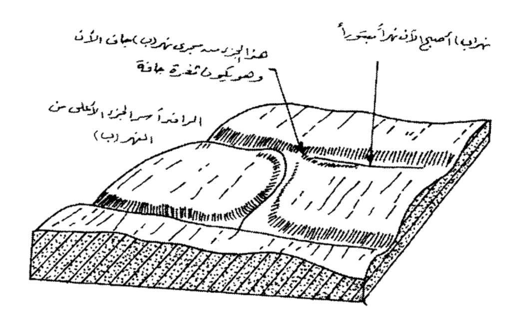
شكل (٢٥) الأسر النهري والتصريف المتشابك

ويُظهرُ الشكل (٢٦) عملية الأسر النهرى فى أبسط صورها. فالنهر القوى التابع (أ) يشق طريقه في طبقات صخرية متفاوتة الصلابة والمقاومة. وتمكن رافد تال من روافده الفتية أن ينحت تراجعياً «صعدا» على امتداد مكاشف صخرية ضعيفة غير مقاومة، وبمرور الزمن اقترب من نهر تابع ضعيف (ب)، فتحولت مياه النهر التابع الضعيف إلى النهر التالى القوى، وينشأ عن ذلك تكوين كوع الأسر. ويضمر الجزء الأدنى من النهر التابع (ب) الذى فقد منابعه العليا، وهو النهر الذى أصبح صغيراً بالنسبة لواديه والذى يعرف بالنهر الضامر Misfit.

وتبدو عملية الأسر النهرى حسبما وصفنا سهلة التمييز. والواقع أن عمليات الأسر النهرى التى من النمط السابق شرحه أقل شيوعاً مما كان يعتقد. فالدراسات الحقلية تظهر أن عمليات الأسر النهرى غالباً ما تكون أكثر تعقيداً، وتكون محلاً للجدال والنقاش بين الدارسين.

ولاشك أن الأمر يتطلب ظروفاً خاصة ينبغى أن تتوافر قبل ما يستطيع نهر ما تحويل مياه نهر آخر إليه. ولعل أهم ما يجب أن يتوفر للنهر الآسر أن يكون قد نحر مجراه إلى عمق أدنى بكثير من مستوى عمق ضحيته. وليس من السهل دائماً أن نتصور كيف يتم ذلك، على الأقل فى المثال التقليدى الذى سبق توضيحه بالشكل (٢٦) وبالكلمة. فكل الأنهار تتميز بانحدارات كبيرة نزلاً صوب البحر الذى يمثل مستوى قاعدة عاماً للتعرية النهرية. ففى الأنهار التى تجرى فوق صخور متجانسة، ولها أحواض ومنابع متماثلة، تكون انحداراتها متشابهة أيضاً، ولا نتصور أن يكون الفرق بين انحدار نهر وآخر كبيراً. وتبعاً لذلك ففى المثال الذى سقناه لا يكون الفرق كبيراً بين مستوى قاع النهرين أ ، ب، عند النقطة التى يحدث فيها الأسر. أضف إلى ذلك أن





شكل (٢٦) الأسر النهري

النهر التالى (الذى سيقوم بعملية الأسر) ينبغى أن يكون له انحدار كاف ليصب فى النهر «القوى» (أ) الذى يرفده، ومن ثم فقاعه لابد أن يكون مرتفعاً، وجزؤه الأعلى الذى سيتصل بالنهر «الضعيف» (ب) لاشك سيكون مرتفع القاع، حتى ليعلو قاع النهر الضحية (ب). وفى مثل هذه الأحوال يصير الأسر وتحويل مياه النهر التابع (ب) إلى النهر التابع (أ) مستحيلاً.

وهناك مثال طيب لتوضيح هذه المسألة. فأهم نهرين ينصرفان نحو الجنوب خلال

الإقليم الطباشيرى بوسط جنوب انجلترا هما إيفون Avon وتيست Test، ولا فرق كبير بينهما فى مساحة الحوض وفى حجم التصريف المائى. وتتواجد ظروف مواتية جداً فى منطقة جنوب شرق ساليسبورى Salisbury لكى يأسر نهر تيست نهر ايفون. فلقد تمكن رافد تال لنهر تيست من إطالة مجراه تراجعياً تجاه الغرب صوب نهر ايفون. ويبدو من الخريطة بوضوح الخطر المحدق بايفون من الأسر بواسطة هذا الرافد. لكن الحقيقة أن الفرصة غير مواتية على الإطلاق لحدوث الأسر فى المستقبل المنظور، لأن الرافد التالى أعلى مستوى من نهر إيفون بنحو ٥٠ متراً.

من هذا نرى أنه لكى يحدث الأسر النهرى لابد أن تتاح الفرصة لأحد النهرين لكى ينحت ويعمق مجراه إلى مستوى أدنى بكثير من مستوى مجرى النهر المجاور.

ومثل هذه الفرصة لايمكن أن تسنح إلا بوجود تضاريس معينة أو ظروف جيولوجية معلومة لا نلاقيها فى كل الأقاليم. ونرى أمثلة للأسر النهرى من هذا القبيل لكن على نطاق ضيق نوعاً فى جنوب انجلترا، ويرتبط الأسر النهرى هنا بواجهات الحافات، فالأنهار الضحية تجرى عالية فوق منحدرات الميل الطبقى، ونحرها هنا محدود بسبب الصخور السفلى الصلبة المقاومة، بينما تقل المياه الجارية فيها بسبب تسربها فى الطباشير العلوى الذى تجرى خلاله. وعلى العكس من ذلك تجرى الأنهار الآسرة خلال مكاشف من الصخور الضعيفة عند قاعدة واجهة منحدرات الحافة، ومن ثم فلها ميزة الفرق فى الارتفاع الذى يتراوح بين ٧٠ – ١٠٠ متر. وتستطيع أنهار أسفل الحافة (أنهار تالية) عن طريق النحت الصاعد أحياناً اقتحام الحافة، وتأسر وتحول إليها المجارى العليا لأنها منحدرات الميل.

وهناك أمثلة أخرى للأسر النهرى على نطاق أوسع فى الهوامش الشمالية لحقل فحم جنوب ويلز، مهد لها وساعد على حدوثها ظروف بعضها يختص بطبيعة السطح، حيث يشد من أزر النهر الآسر انحدار شديد يساعد على نحت صاعد وتعميق تراجعى مؤثر يفوق النهر المأسور، وبعضها الآخر يختص بخطوط الضعف الجيولوجى كنطاق تكسر، وصخور لينة ضعيفة غير مقاومة.

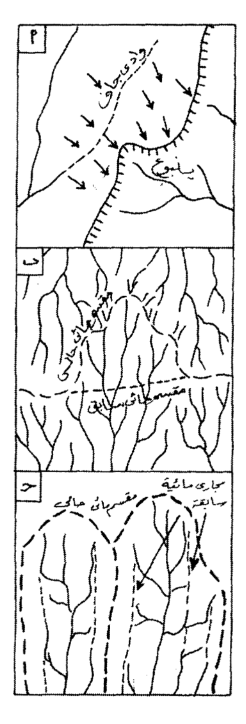
يتضح مما سبق أن ظاهرة الأسر النهرى ليست سهلة االتَّمييز، ويجب عند تمييزها استجلاء أسباب وجيهة لحدوثها، وإظهار الشواهد والأدلة المقنعة لوجودها. ويلزم ذلك على الخصوص فى المناطق التى تتصف بتجانس التكوين الجيولوجى، حيث يندر جداً تواجد ميزة النحر والتعميق الشديدين لنهر دون آخر. ففى الأقاليم التى ترتكز على نوع واحد من الصخور، سواء كان طباشيرياً أو جيرياً أو رملياً أو صلصالياً، فى هيئة مستقرة لم يصبها اضطراب تكتونى بالالتواء أو الانكسار، فإن نمط التصريف المائى لا ينتابه

التغير بمرور الزمن إلا قليلاً. وفضلاً عن ذلك، فإن الأسر النهرى لا ينبغى النظر إليه «كحدث عادى فى نضال حقيقى بين الأنهار من أجل البقاء» كما يقول وولدريدج ومورجان Wooldridge and Morgan وإنما كحادثة استثنائية محددة، وذلك فى مناطق الصخور المنفذة، حيث يعاق النحت الصاعد بانخفاض منسوب الماء الباطنى، وتمزيق الأجزاء العليا من الأودية.

وتتعقد دراسة الأسر النهرى بواسطة التباين فى طبيعة الميكانيكية الفعلية لعملية الأسر وتحويل المياه من نهر إلى آخر. ويمكن تمييز أربعة أنماط من الأسر باستخدام المعنى الواسع لمصطلح الأسر النهرى. وهذه الأنماط الأربعة كما يلى:

١- الأسر النهرى فى أبسط صور، وتحويل المياه السطحية فى منطقة تتألف من صخور صماء غير منفذة من نهر إلى آخر، أو حيثما يكون منسوب الماء الأرضى مرتفعاً، فيه يحتفظ النهر الضحية (الذى سيؤسر) بجريانه حتى لحظة تحويل مياهه إلى النهر الآسر.

٢- يحدث الأسر النهرى عن طريق تجريد النهر المأسور من مياهه بالتسرب ثم التحول تحت سطحياً إلى النهر الآسر الأدنى مستوى ويحدث ذلك فى مناطق الصخور المنفذة، فقد يسبق التحويل السطحى من نهر لآخر بتجريد تحت سطحى Underground Abstraction لمياه النهر الذى سيؤسر، ويكون ذلك من الوضوح بحيث أنه قد يجف النهر المأسور ويختفى تحت السطح ابتداء من نقطة التحويل السطحية الممكنة. وباستمرار



شكل (٢٦ ب) أنماط الأسر النهري (أ) أسر تحت سطحي (ب) هجرة مقسم المياه (جـ) أسر وادي

امتصاص النهر الآسر لمياه النهر المأسور المتسربة من قاعه الأكثر ارتفاعاً، يزداد النهر الآسر قوة وقدرة على النحت، بينما يزداد النهر المأسور ضعفاً على ضعف.

٣- هجرة خط تقسيم المياه، وهذا نوع من الأسر النهرى لايصاحبه علامة من علاماته مثل كوع الأسر أو النهر الضامر.

وهنا ينضم جزء من منابع نهر إلى منابع نهر آخر دون تحويل مجارى سطحية. وتنشأ هذه العملية نتيجة هجرة خطوط تقسيم المياه، وتكون شائعة الحدوث حيثما تنبع نظم التصريف النهرى من منطقة تقسيم مياه مشتركة، وتجرى منها فى اتجاهات متضادة. وتكثر على الخصوص حيثما كانت المنطقة مكونة من صخور متجانسة ويكون انحدار أحد الأنهار أكبر من غيره وبالتالى يملك طاقة نحت رأسى أكثر فاعلية.

٤- الأسر الجانبى السطحى ويحدث حينما يتجاور جريان أنهار متوازية. فإذا تمكن أحد هذه الأنهار من النحت والتعميق أسرع من جيرانه الأقربين، ربما لأنه نجح فى اقتحام طبقة ضعيفة أو جرى بامتداد خط عيبى أو بطول فاصل، فإن باستطاعته حينئذ أن يوسع واديه جانبياً ويحتوى أنهاراً مجاورة له كما يتضح من الشكل رقم (٢٦ ب).

ولعله من المفيد وقد وصلنا إلى هذا الحد، أن نذكر بايجاز خصائص العلامات المورفولوجية الناجمة عن الأسر، ونناقش بعضاً من مشاكل التقويم التى ترتبط بهذه العلامات أو الظواهر.

علامات الأسر النهري

هى علامات تدل على حدوث الأسر النهرى، وهى فى ذات الوقت ظواهر تنجم عن نفس العملية. وفيما يلى دراسة موجزة لكل منها.

١- أكواع الأسر Elbows of Capture

إنها أشهر نتائج الأسر النهرى. لكن ينبغى أن لايخطىء إظهارها الباحث فى الحقل، وأن لايخلط بينها وبين انحناء حاد فى مجرى النهر، ويسرع إلى تقويم كل انحناء حاد على أنه نتيجة لأسر نهرى، فهناك عدد غير قليل من الأسباب التى تلزم الأنهار على الانحناء وتغيير اتجاهات مجاريها بزوايا قائمة أو قريبة من القائمة عدا الأسر النهرى. فقد يعكس التغيير فى اتجاه المجرى النهرى تأثير العوامل الجيولوجية مثل الانكسارات المتعامدة وخطوط الفواصل التى يتكيف معها المجرى النهرى.

٢- **الأنهار الضامرة** Misfit Streams

هى كأكواع الأسر، تعتبر من أهم وأشهر العلامات التى تدل على تحويل مياه نهر، فيزداد ضعفاً ويضمر، إلى نهر آخر فيزداد قوة وقدرة. لاشك أن عملية الأسر النهرى تنتج بالضرورة أنهاراً ضامرة، لكن ينبغى أن نعلم أن الضمور النهرى يمكن أن ينشأ عن أسباب أخرى عدا الأسر النهرى. فلقد نجد أنهار منطقة بأسرها ينتابها النقص فى التصريف المائى بغض النظر عن عمليات الأسر النهرى. وتعرف أمثال هذه الأنهار عادة باسم الأنهار «دون الكفء Under-fit أو الأقل كفاءة، وتتميز بمنعطفات صغيرة لكن متسعة، فى داخل منعطفات أودية أكبر حجماً نشأت فيما مضى حينما كانت الظروف المناخية تسمح بتصريف مائى أعظم قدراً. ولا يستطيع الباحث إلا أن ينتهى إلى أن الأنهار الحالية قد تأثرت بالتغير المناخى الذى أدى إلى قلة فى التساقط، وازدياد نسبى فى أهمية التبخر والتسرب.

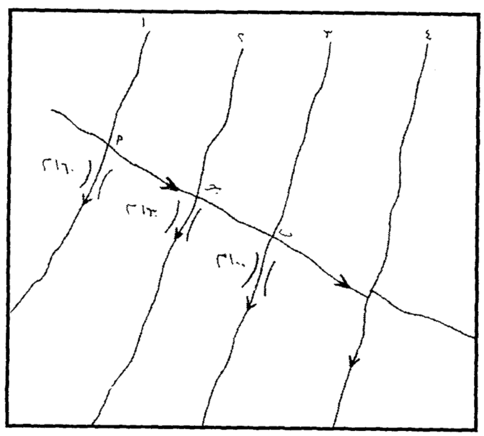
٣- **الثغرات الجافة** Cols or Wind-gaps

ظاهرة مهمة من الظاهرات المورفولوجية فى بيئة الأنهار، وهى ناشئة عن الأسر النهرى ومثالية له. وتمثل الثغرة الجافة قسم المجرى النهرى الذى تم أسره، وهو الذى يلى المكان الذى حدث عنده الأسر مباشرة، والذى يبقى جافاً عقب تحول المياه إلى النهر الآسر. ويعد وجود هذه الثغرة الجافة دليلاً قاطعاً على حدوث الأسر النهرى، رغم ما قد يعترض تقويمها من صعوبات أيضاً. أضف إلى ذلك أن الثغرات الجافة تساعد مساعدة فعالة فى استقراء تاريخ التصريف المائى فى المناطق التى يتعدد بها الأسر النهرى.

ويرى الجيومورفولوجيون كقاعدة عامة أنه إذا لم تكن الثغرة الجافة قد أصابها التعديل والتحوير بواسطة عمليات تعرية أحدث (مصحوبة بإطالة نهر عكسى Ob-sequent خلال الثغرة ابتداء من نقطة الأسر) فإن مقدار ارتفاعها يدل على مدى قدمها. والشكل رقم (٢٧) يوضح نمو نظام تصريف نهرى افتراضى، يتألف أصلاً من أربعة أنهار تابعة، ثلاثة منها تقطعت بواسطة نهر تال مهم. وتوضح ثلاث ثغرات جافة على ارتفاع ١٦٠، ١٣٠، ١٠٠ متراً مواضع الأسر النهرى كما تظهر أن الأسر قد حدث على الترتيب أ، ب، جـ. وقد حدث أولاً أسر النهر التابع (١) بواسطة رافد تال للنهر التابع رقم (٢). وفيما بعد تمكن رافد تال للنهر التابع رقم (٤) من أسر النهر ٣ (ب)، ثم عن طريق رافد تال أو باطالة نفسه تمكن من أسر النهر التابع رقم ٢ (جـ).

ويبدو أن هذا المثال مباشر وواضح المعالم جداً، لكن الواقع أن الأمر يبدو معقداً فى

الطبيعة ولايسمح بمثل هذا التقويم السهل، فلقد يكون الفرق فى الارتفاع بين الثغرات أقل من ذلك بكثير، ويصبح استخدام بديهية أن الثغرة «الأعلى مستوى هى الأقدم عمراً» خطراً، فقد لاتصح، لأن ارتفاع الثغرة الجافة لايتحدد بواسطة تأريخ الأسر وحده، وإنما أيضاً بواسطة حجم النهر الذى كان يشغلها فيما مضى.



شكل (٢٧) استخدام الثغرات الجافة في التحقق من الأسر النهري

فإذا ما حدث أسر لنهرين فى وقت واحد، وكان أحدهما أكبر حجماً من الآخر، وبالتالى كان أقدر على نحر مجراه من الآخر فإننا لا نتوقع أن تكون الثغرات الجافة على مستوى ارتفاع واحد. ذلك أن أسر نهر صغير سيترتب عليه تكوين ثغرة جافة أعلى بكثير من الثغرة التى تتكون نتيجة لأسر نهر كبير نجح فى نحر واد عميق حتى ولو كانت أقدم منها عمراً.

هذا وتتعرض الثغرات الجافة بعد تكونها للطمس بواسطة التجوية وزحف التربة والجريان الغطائى أو غسل المطر. ولهذا فإن ارتفاعات الثغرات الجافة الحالية قد تكون مضللة، خاصة فى المناطق التى تتميز باختلاف فى طبيعة صخورها ومدى مقاومتها للتجوية والتعرية، مما يتسبب فى اختلاف درجات طمس الثغرات. والواقع أن الثغرات الجافة ظواهر سريعة الانطماس، وهى حينما تكون شابة تكون حسنة التحديد واضحة

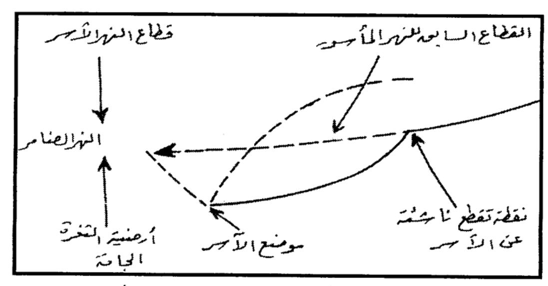
المعالم، وتتميز قطاعاتها العرضية بنفس الخصائص المثالية التى تتميز بها قطاعات الأودية النهرية، فإذا ما تقادم بها العهد سوت التعرية معالمها بالتدريج، وصارت تبدو كخط غائر نوعاً ردىء التحديد. وحينما تدخل دورة التعرية آخر مراحلها، تتلاشى معالم الثغرات الجافة مع التخفيض العام الذى يصيب البيئة الطبيعية. ومن الممكن التفريق بين بيئة طبيعية عانت دورتين متتاليتين للتعرية بين عمليات الأسر النهرى التى حدثت فى الدورة الأولى وتلك التى تنسب للدورة الثانية أو الحالية وذلك عن طريق وجود أو غياب الثغرات الجافة.

وعلى الرغم من أن الثغرات الجافة ظاهرة تختص بعمليات الأسر النهرى وتنتج عنها، فإنها قد تنشأ نتيجة لعمليات أخرى مثل تراجع الحافات، وأيضاً تلك الثغرات التى يحدثها الجليد فى مناطق تقسيم المياه. معنى ذلك أن وجود الثغرات الجافة لايعنى بالضرورة حدوث عمليات أسر نهرى. ولهذا ينبغى البحث عند الدراسة عن الظواهر الأخرى المرجحة للأسر النهرى مثل أكواع الأسر «دون الكفء».

وإذا ما ساعد الحظ الباحث فإنه سيجد الحصى النهرى محشواً بقاع الثغرة، وحينئذ يزول الشك فى أنها كانت جزء من مجرى نهر.

٤- القطاعات النهرية:

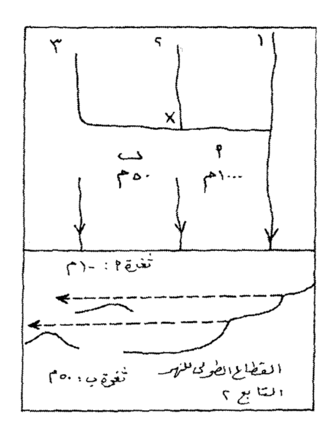
تعطى دراسة القطاعات الطولية للأنهار فى الظروف المواتية، شواهد قيمة تفيد فى التعرف على الأسر النهرى، كما تعاون فى تحقيق تأريخ التصريف النهرى. ولقد سبق لنا أن ذكرنا أن إمكانية النجاح فى الأسر النهرى تعتمد على قدرة نهر من نحر مجراه إلى مستوى أدنى بكثير من نهر آخر. وتبعاً لذلك فإن النهر المأسور يتعرض لحظة الأسر



شكل (٢٨) تأثير الأسر النهري علي قطاع النهر المأسور

لتأثير انخفاض فجائى فى مستوى القاعدة (وهو هنا مستوى مجرى النهر الآسر). فتتكون حينئذ نقطة تقطع (أو تجديد شباب) Knickpoint على جزء النهر المأسور، تشبه تماماً تلك التى تحدث نتيجة لانخفاض منسوب البحر. وتتراجع نقطة التقطع بالنحت الصاعد نحو المنبع. ويظل القطاع أعلى نقطة التقطع كما كان قبل الأسر، أى أنه يكافئ جزء النهر المتعادل، ويمكن أحياناً وصل مستوى الجزء العلوى من النهر المأسور بمستوى الثغرة الجافة التى كان يجرى فيها النهر قبل الأسر (شكل ٢٨).

ويوضح الشكل رقم (٢٩) نظرياً استخدام هذه الطريقة لتقويم التصريف النهرى. ويصور الشكل نمط تصريف نهرى يتألف من ثلاثة أنهار تابعة تأثرت بأسرين نهريين، تركا ثغرتين جافتين على ارتفاع ١٠٠ متر و ٥٠ متراً على التوالى. ويتبين من الشكل أن النهر التالى نحت تراجعياً كرافد للنهر التابع (١) ونجح فى أسر النهر التابع (٢) وترك ثغرة جافة (أ)، وفى أسر النهر التابع (٣) تاركاً ثغرة جافة (ب).



شكل (٢٩) استخدام القطاع الطولي في التحقق من الأسر النهري

ورغم أن هذا التقويم ممكن لكنه ليس الوحيد، فلقد يمكن القول بأن أول أسر قد حدث للنهر التابع (٢) بواسطة نهر تال هو رافد للنهر التابع (٣) تاركاً ثغرة جافة (أ)، وفيما بعد تمكن نهر تال هو رافد النهر التابع (١) من أسر النهر التابع (٢)، ومن ثم

تحدد العلامة × موضع أسر مزدوج، ثم واصل عمله وأسر النهر التابع (٣) تاركاً الثغرة الجافة (ب).

وإذا ما كان هذا التسلسل الأخير لأحداث الأسر صحيحاً، فإن الجزء العلوى من النهر التابع (٢) يجب أن يحتوى على نقطتى تقطع أو تجديد Knickpoints يعلوهما جزءان من المجرى متعادلين. وينبغى أن يصطف الجزء المتعادل الأعلى مع الثغرة الجافة (أ) على ارتفاع ١٠٠ متر التى تكونت كجزء من مجرى النهر التابع (٢) قبل بتره، بينما ينبغى أن يكون الجزء المتعادل الأوطأ فى حوالى نفس منسوب الثغرة الجافة (ب) على ارتفاع ٥٠ متراً، مشيراً إلى مجرى النهر خلال الثغرة الجافة عقب الأسر الأول وقبل حدوث الأسر الثانى عند العلامة ×.

أما إذا لم يظهر المجرى الأعلى للنهر التابع (٢) سوى نقطة تقطع واحدة، مع وجود جزء متعادل يعلوها، ويقع فى نفس منسوب الثغرة الجافة (أ) على ارتفاع ١٠٠ متر، فإن تتابع الأسر المبسط الذى عرضناه فى البداية يكون أصح، فهو حينئذ الأكثر ترجيحاً.

٥- الحصى:

إن فحص رواسب الحصى Gravels النهرى يكون ذا أهمية فى توصيف الأسر النهرى ودليلاً عليه. فإذا ما وجدنا نوعاً معلوماً من الحصى، وفحصناه بتروجرافيا، وتتبعنا منابعه الأصلية، لأمكننا التعرف على صلته بالنهر الضامر المبتور الرأس، وصلته أيضاً بالرأس المبتور الذى تحول وألحق بالنهر الآسر.

أشكال النظم النهرية

يقصد بشكل التصريف النهرى الصورة العامة التى يبدو بها النهر بروافده الرئيسية والثانوية. وهناك عدد عديد من أنماط وأشكال التصريف النهرى فى مناطق تتباين فيما بينها فى نوع الصخر، وفى التركيب والبنية الجيولوجية وفى نظم المناخ، وفى تاريخ ومراحل التعرية. ولعله من المفيد هنا، ولأغراض الوصف المبسط. أن نصف عدداً من أشكال التصريف النهرى الأكثر شيوعاً وانتشاراً، غير أننا يجب أن نشير إلى أن هذه الأشكال قد لانصادفها فى الطبيعة حسب النماذج المثالية التى سنشرحها فى السطور التالية.

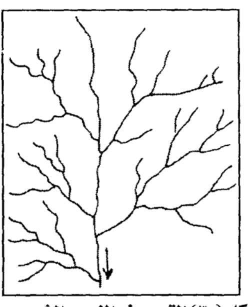
١- التصريف النهري شبه المتوازي Subparallel

وهو أبسط أنماط التصريف النهرى على الاطلاق، ويتألف من عدد من المجارى النهرية التابعة، التى تجرى متوازية على وجه التقريب. ويعتبر التصريف النهرى شبه

المتوازى ميزة تختص بها المناطق التى تتألف من طبقات صخرية تميل بانتظام، مثلما نجده فوق ظهور الكويستات (منحدرات الميل الطبقى والسطح للكويستات) أو المناطق التى انحسرت عنها مياه البحر بالتراجع فى العصر الحديث. وفى كلتا الحالتين لم تسمح الظروف الجيولوجية ولا عامل الزمن بإنماء وتطوير نمط من التصريف أكثر تعقيداً بواسطة عملية التكيف النهرى مع التركيب الجيولوجى Adjustment to structure التى سبق لنا شرحها. من هذا نرى أن التصريف النهرى شبه المتوازى هو أساساً نمط تصريف أولى Initial أى يمثل مرحلة ابتدائية فى التكوين.

٢- **التصريف النهري الشجري** Dentritic

يبدأ نشوء ونمو أحواض التصريف النهرى الشجرى بعدد من المجارى الرئيسية تتدفق مباشرة فوق المنحدر صوب البحر. وهذه المجارى ما هى فى الواقع إلا نتيجة لاتجاه هذا المنحدر، أى أنها تتبع فى جريانها اتجاه المنحدر، ولهذا فإنها تسمى الأنهار التابعة Consequent وفى أثناء نموها تجرى الروافد نحوها، وتتصل بها فى أوضاع مائلة، أى بزوايا حادة، كما تتصل بهذه الروافد روافد أخرى ثانوية، وتسمى النقطة التى عندها يلتقى الرافد بالنهر الرئيسى بالملتقى أو الاتصال المتوافق Accordant Junction.



شكل (٣٠) التصريف النهري الشجري

وإذا كانت صخور الحوض متجانسة فى طبيعتها وفى مدى مقاومتها للتعرية، فإن كل نهر تابع يصبح مركزاً لنظام تصريف نهرى مائل، فيه تلتقى الروافد ببعضها وبالمجرى الرئيسى بزوايا حادة، فيبدو بشكل شجرة متعددة الفروع والأغصان، ولذا

فإنه يعرف بالتصريف النهرى الشجرى Dentritic، وهو تعبير مشتق من كلمة Dendron اليونانية، ومعناها شجرة.

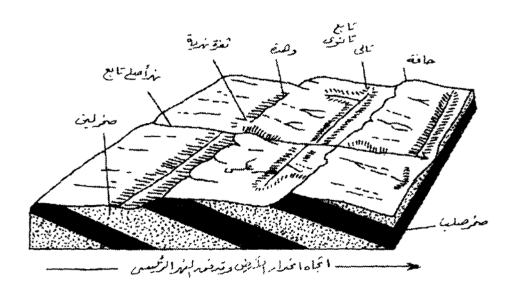
والتصريف النهرى الشجرى نمط شائع، ويكثر وجوده حيثما كانت الصخور متجانسة، وكانت طبقاتها مائلة ميلاً هيناً، والتضاريس منخفضة نسبياً. وتتباين كثافة حوض التصريف النهرى الشجرى تبعاً لعدة عوامل أهمها مقدار نفاذية الصخور، وكمية الأمطار الساقطة وطبيعتها ونظامها، فهذه جميعاً تؤثر فى كثافة الجريان السطحى للمياه. ولعامل الزمن أهميته الكبيرة أيضاً. ذلك أن التصريف النهرى الشجرى يكون فى البداية مفتوحاً Open، لكنه يزداد تعقيداً وكثافة كلما أضيفت إليه روافد جديدة عن طريق عملية النحت الصاعد أو التراجعى. غير أن النمط يعود مرة أخرى فيصبح بسيطاً عن طريق ما يسمى «التجريد السطحى» وهو نوع من الأسر النهرى الجانبى سبق أن أشرنا إليه، إذ تنجح بعض الأنهار فى تعميق وتوسيع وديانها جانبياً حتى تصل إلى أودية أنهار مجاورة فتأسرها وتحتويها، وتبعاً لذلك يتناقص عدد المجارى المائية التى يحتويها حوض التصريف النهرى الشجرى.

٣- التصريف النهري المتشابك أو المشبك Trellised

إذا حدث وكان حوض النهر التابع يتركب من صخور غير متجانسة، وتتفاوت فى درجة مقاومتها للتعرية، فإن الروافد التى تنشأ تكون ذات ارتباط وثيق بالتركيب الصخرى. وحينما تجرى تلك الروافد على طول مضرب الطبقات أو خط ظهورها Strike فإنها تعرف حينئذ بالأنهار التالية Subsequent. ويزداد طول هذه الروافد أو الأنهار التالية بامتدادها تراجعياً نحو منابعها، عن طريق النحت الصاعد أو التراجعى، كما تتسع أوديتها بالتدريج.

وحينما يتألف حوض النهر التابع من سلسلة نطاقات من الصخور الصلبة التى تتعاقب مع نطاقات من الصخور اللينة، ولكنها تميل فى نفس الاتجاه، وتمتد عمودياً على اتجاه منحدر النهر التابع، فإن المجارى التالية تجرى حينئذ على امتداد مضرب الطبقات الصخرية اللينة، وتتصل بالنهر التابع بزوايا قائمة. وتبقى نطاقات الطبقات الصلبة ناتئة قائمة فى شكل حافات أو تلال طويلة توازى المجارى التالية، ويشقها النهر التابع (الرئيسى) ويجرى عبرها نحو أسفل المنحدر خلال فتحات ذات جوانب شديدة الانحدار تسمى الثغرات النهرية River Gaps (شكل ٣١).

وبالإضافة لذلك تنشأ روافد للمجارى التالية تنحدر إليها من الحافات التلالية الصلبة الصخور المشار إليها. ومن هذه الروافد ما يجرى متتبعاً المنحدر الأصلى تجاه البحر (موازياً للمجرى التابع)، وتسمى المجارى التابعة الثانوية Secondary



شكل (٣١) التصريف النهري المتشابك

ومنها ما يجرى على المنحدرات المضادة فتسمى المجارى العكسية Consequent ويستخدم اللفظ الأخير فى ألمانيا وفرنسا وأمريكا بالمعنى الذى أشرنا إليه، أى يطلق على النهر الذى يجرى فى اتجاه مضاد لاتجاه النهر التابع Anti-Consequent أما فى انجلترا فيطلق أحياناً على النهر الذى يجرى عكس ميل الطبقات Anti-dip.

ونظام التصريف النهرى الذى يظهر بهذه الصورة يعرف بالتصريف النهرى المشبك أو المتشابك Trillised، وفيه يتشابك ويتلاقى النهر التابع ورافده المستعرضة (أنهار تالية)، والطولية (أنهار تابعة ثانوية وأنهار عكسية) بزوايا قائمة.

ونظام التصريف النهرى المشبك شائع، مثله فى الذيوع مثل التصريف النهرى الشجرى خاصة فى المناطق التى يتميز سطحها بوجود الأشكال الأرضية المعروفة باسم الكويستات Cuestas، حيث تجرى فوق ظهورها الأنهار التابعة، بينما تجرى الأنهار التالية بموازاة حضيض واجهاتها. ونظام التصريف المشبك نظام «متطور» developed فيه لعبت عملية التكيف مع التركيب الجيولوجى Adjustment to Structure دوراً كبير الأهمية.

ونجد لهذا النمط المتشابك مثالاً واضحاً فى كويستات القسم الشرقى من حوض باريس، الذى يعرف بأرض الحافات والوهاد، حيث يجرى نهر السين وروافده فوق نطاقات صخرية غير متجانسة التركيب، ويتضح نمط التصريف المتشابك أيضاً فى كويستات جنوب شرق انجلترا، حيث تتعاقب نطاقات من الطبقات اللينة الصلصالية، مع نطاقات من الطبقات الصلبة الجيرية والطباشيرية، وكلها تميل ميلاً هيناً نحو الجنوب

الشرقى، ونتيجة لذلك نشأت أشكال من التصريف النهرى المتشابك المعقد، فيه تجرى الأنهار التابعة مع المنحدر العام، وتلتقى بها روافد مستعرضة منشئة لوهاد ووديان عريضة فى الصخور الصلصالية. وتبرز الصخور الصلبة فى شكل حافات صخرية تنبع منها مجارى تابعة ثانوية ومجارى عكسية.

هذا ويظهر فى بعض الأحيان نمط تصريف نهرى مشابه للتصريف المشبك فى المناطق التى تأثرت بعمليات التواء شبه متوازى مثل نمط التواء الجورا Jura. وفى هذه الحالة يشغل النهر التابع بعناصره الرئيسية ثنية مقعرة أو وهاداً تكونت نتيجة للتعرية فى الثنيات المحدبة، بينما ترفده وتنتهى إليه بزوايا قائمة أنهار صغيرة تصرف جوانب الثنيات المحدبة.

٤- **التصريف النهري المستطيل** Rectangular (فى البنيات الإنكسارية)

وهو يشبه فى بعض خصائصه نمط التصريف النهرى المتشابك. ففى التصريف النهرى المتشابك تلتقى الروافد بالنهر الرئيسى بزوايا قائمة على وجه التقريب، وفى النمط المستطيل تتعرج المجارى المائية ذاتها بزوايا قائمة كما تلتقى بالنهر الرئيسى بزوايا قائمة أيضاً. لكن نوع العوامل الجيولوجية التى تحكمت فى تكوين كل من النمطين مختلفة. ففى النمط المشبك يتمثل السبب فى مكاشف طبقات الصخور الضعيفة، أما فى النمط المستطيل فإن العامل الجيولوجى المؤثر يتمثل فى خطوط ضعف حسنة التحديد كالعيوب والانكسارات والفواصل التى على امتدادها أطالت الأنهار مجاريها بواسطة النحت الصاعد أو التقويض التراجعى نحو المنبع، وأيضاً بواسطة التقويض الينبوعى. وهذا يعنى بكل وضوح أنه نمط متطور ساهمت فى تكوينه عملية التكيف النهرى مع التراكيب الجيولوجية.

ويشاهد هذا بوضوح فى مرتفعات اسكتلنده، وفى الهضاب الممزقة بشرق أفريقيا وجنوبها. وحينما تلتقى الروافد بالنهر الرئيسى بزوايا حادة نسبياً، فإن التصريف النهرى يدعى حينئذ بالتصريف النهرى الزاوى Angular. ومن المجارى المائية التى تجرى على طول نطاقات ضيقة أصابها التصدع نهر النيل فى مجراه الأعلى بالهضبة الاستوائية، ونهر الراين شمال بازل فيما بين الفوج والغابة السوداء.

٥- **التصريف النهري المتشعع والدائري: (فوق التراكيب المخروطية والقبابية)**

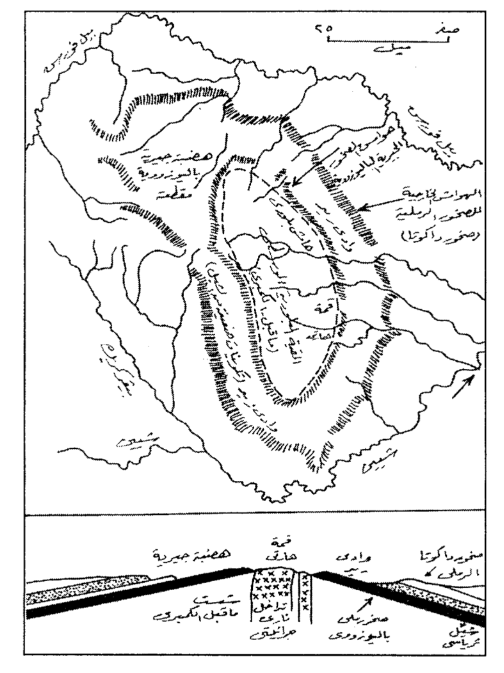
للتراكيب الصخرية المخروطية والقبابية الشكل أهمية خاصة لأنها المسئولة عن نشوء أشكال التصريف النهرى التابع المتشعع Radial Consequent. ويتألف هذا النمط من عدد من الأنهار التابعة تنحدر من قمم المخروطات البركانية أو قباب اللاكوليت والباتوليت فوق منحدراتها إلى أسافلها.

ويظهر التصريف النهرى المتشعع واضحاً جلياً فوق منحدرات كثير من المخروطات البركانية المركبة العظيمة كمخروط فوجى ياما، وإتنا، ورينيير Rainier وهود Hood. وقد قطعت المجارى المائية منحدراتها تقطيعاً شديداً، فهى قوية نشيطة بسبب شدة الانحدار على الرغم من أن أحواضها محدودة الرقعة. وتبدأ دورة التعرية المائية فوق مثل هذه المخروطات بأن تغزو المجارى المائية جسم المخروط البركانى بعنف، وتبدو عمليات الاختيار التحاتى بواسطة الماء الجارى فى أجلى صورها. فهذه المخروطات تتركب من خليط من الرماد البركانى والجمرات واللافا، ويختار الماء الجارى أضعفها وألينها فينحره أكثر مما ينحر غيره، وما يزال النهر ينحت رأسياً وجانبياً إلى أن يصل بواديه إلى مرحلة نضج تبدو واضحة على سبيل المثال فى مخروط ماونت شاستا فى مرتفعات كاسكيد، ومونت دور Mont Dore، وبلومب دى كانتال Plomb de Cantal فى اقليم أوفيرن Anvergne بهضبة فرنسا الوسطى. وحينما تتقدم دورة التعرية المائية وتصل إلى مرحلة الشيخوخة، ويظهر المخروط البركانى وقد تداعى وتحطم هيكله، ولا يبقى منه سوى العنق الصلد المقاوم للتعرية الذى يتلاشى ويزول هو الآخر فى النهاية.

وهناك أمثلة للتصريف النهرى المتشعع نجدها فوق سطوح قباب اللاكوليت والباتوليت التى تنشأ نتيجة للنشاط الجوفى، ومنها لاكوليت هنرى Henry Mount فى ولاية يوتاه. ولاتظهر أجسام الباتوليت بشكلها القبابى إلا بعد أن تزيل التعرية الغطاء الرسوبى الذى تحمله فوقها، ومن ثم فإن المرحلة الأولى فى دورة التصريف النهرى المتشعع لا تظهر فوق سطحها. وحالما تنكشف وتبرز باعتبارها كتلة جرانيتية مرتفعة عن منسوب الأراضى المجاورة، فإنها تصبح مركزاً لتصريف نهرى متشعع. وعادة ما تكون منحدرات الباتوليت هينة، ونظراً لشدة مقاومة الصخور البلورية الصلبة التى يتركب منها الجسم النارى، فإن مجارى الأنهار تكون فى العادة ضحلة رغم شدة النحت، لكنها تزداد عمقاً نحو أسافله حيث يشتد الانحدار. ونشاهد مثالاً طيباً لهذه الظروف فى منطقة دارت مور Dartmoor القبابية فى اقليم ديفون بجنوب غرب انجلترا، وفى منطقة ليموزان Limosin بشمال غرب هضبة فرنسا الوسطى.

وتتسبب التراكيب القبابية أحياناً فى نشأة نظام آخر من التصريف المائى – عدا التصريف المتشعع – يعرف بالتصريف الدائرى Annular حول قاعدة القبة، ويبدو ذلك جلياً فى منطقة التلال السوداء فى ولايتى داكوتا الشمالية ووايومنج. وقد كانت التلال أصلاً أشبه بقبة مستطيلة الشكل تتوسطها كتلة جرانيتية متداخلة تحف بها صخور متحولة من الشست، وكانت تغطيها طبقات الصخور الجيرية والرملية. وقد عمل نهر

شيين Cheyenne وروافده (تصريف متشعع) على نحت القبة وتقطيعها، وتمكن من الكشف عن كتلتها البللورية الوسطى، وبقيت مخلفات الغطاء الرسوبى القديم المتآكل على جوانبها مكونة لهضيبات تكتنفها الحافات الشديدة الانحدار. وتجرى الأنهار فى مجارى دائرية حول القبة متوافقة مع مضارب تلك التكوينات الضعيفة ومشكلة لما يعرف بالتصريف النهرى الدائرى (شكل ٣٢).

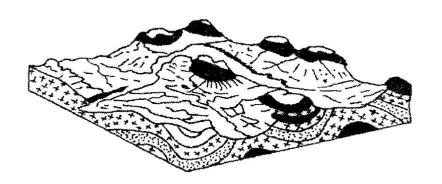


شكل (٣٢) قبة التلال السوداء المتقطعة في داكوتا الجنوبية
تصريف نهري متشعع ودائري

٦- التصريف النهري العائد (فوق البنيات الالتوائية):

تتألف النطاقات الالتوائية من ثنيات مقعرة وأخرى محدبة. ويحدث حينما يجرى نهر تابع طولى أصلى على امتداد ثنية مقعرة أن تتصل به روافد تنحدر إليه متعامدة عليه من فوق منحدرات الثنيات المحدبة الممتدة على كلا جانبيه. وتعرف هذه الروافد بالأنهار التابعة العرضية (الجانبية) Transverse Consequent وتنحت هذه الروافد القوية النشطة مجاريها وأوديتها بسرعة، وقد تتمكن فى النهاية من تقويض وهدم قمم الثنيات المحدبة، يساعدها ويشد من أزرها حقيقة أن محاور الثنيات المحدبة تكون عادة أضعف من الوجهة التركيبية من محاور الثنيات المقعرة، نظراً لأنها تعرضت أكثر لعمليات الضغط والشد. وفى نفس الوقت تنشأ روافد للمجارى التابعة العرضية تسمى بالمجارى التالية الطولية Longitudinal Subsequent تجرى موازية للنهر التابع الطولى الأصلى الذى يجرى فى حوض الثنية المقعرة.

وتدأب هذه الروافد فى نحت مجاريها رأسياً على امتداد محاور الثنيات المحدبة مكونة لحافات صخرية تطل على المجرى. وما تزال هذه الحافات تتراجع بفعل التعرية تدريجياً وتتسع بذلك أودية الروافد على حساب الثنية المقعرة المجاورة. فيضمحل بذلك النهر التابع الطولى الأصلى الذى يجرى على امتداد تلك الثنية ويقل نشاطه. فى الوقت الذى فيه ما يزال نهر الثنية المحدبة (التالى الطولى) مستمراً فى النحت الرأسى والجانبى، حتى يصبح على منسوب أدنى من منسوب وادى الثنية المقعرة، فيزداد حجمه ونشاطه، بينما يضمحل وادى الثنية المقعرة وقد يتلاشى ويزول فى النهاية. وتبقى حينئذ مخلفات الثنية المقعرة فى هيئة حافة أو قمة جبلية (شكل ٣٣).

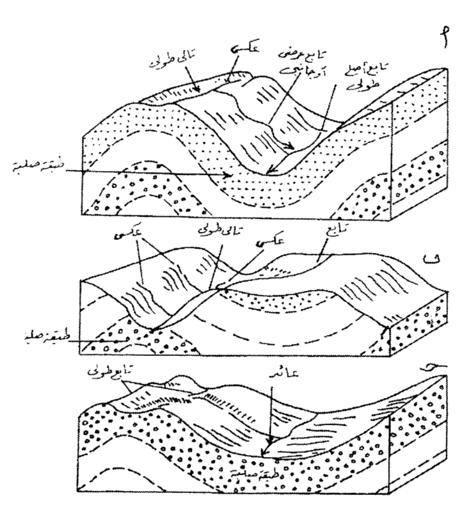


شكل (٣٣) تكوين جبال الثنيات المقعرة نتيجة للتعرية النهرية

وليست هذه فى الواقع نهاية المطاف، إذ أن التعرية تستمر فى عملها، وتناضل فى سبيل تحطيم حافات الثنية المقعرة، حتى تتمكن فى النهاية من إزالتها وتكوين سهل تحاتى Peneplane. وإذا ما حدث وتجددت حركات الرفع، وهى ظاهرة شائعة

الحدوث، فإن الأنهار الرئيسية فى المنطقة تنحت من جديد على امتداد الثنيات المحدبة السابقة، وإذا ما اتفق ووجدت فيها طبقات صخرية مقاومة فإن النهر قد يضطر إلى تفاديها، فينقل مجراه جانبياً صوب الثنية المقعرة ومن ثم يحطم بقاياها كلية. وقد يصل النهر فى انتقاله الجانبى إلى مجرى الثنية المقعرة القديم الأصلى (النهر التابع الطولى) فيعود إليه متتبعاً معظم امتداد مجراه، مثل هذا النهر يعرف حينئذ بالنهر العائد Res-equent. وهذه الظاهرة شائعة الحدوث فى النطاقات الالتوائية القديمة. ففى حوض هامبشير بجنوب انجلترا نجد نهر إبل Ebble وقد مر بهذه الدورة. فهو يجرى الآن خلال ثنية مقعرة قد هاجر إليها متتبعاً مجرى نهر تابع قديم.

ويمكن أن تتبع تطور النظام النهرى العائد بالاستعانة بالشكل (٣٤ أ، ب، جـ) ففى الشكل (٣٤ أ) نرى ثنيتين إحداهما محدبة والأخرى مقعرة، ويميل محوراهما عن الخط الأفقى فى اتجاه معين، وعلى سطحهما الأصلى تجرى المياه صوب البحر. وفى



شكل (٣٤) نشوء التضاريس المقلوبة والتصريف النهري العائد فوق تراكيب صخرية التوائية

المرحلة الأولى (شكل ٣٤ أ) نجد النهر الرئيسى التابع يسير مع ميل محور الثنية المقعرة، وفى الوقت نفسه تجرى الأنهار التابعة العرضية على جانبى الثنية المقعرة متجهة إليه. ونظراً لأن قمة الثنية المحدبة تكون ضعيفة بسبب تأثرها الشديد بقوى الالتواء، فإن نهرا تاليا ينشأ وينحت فى تكويناتها ويتخذ نفس اتجاه ميل محورها نحو البحر، بينما تتكون مجارى عكسية تنصب فيه من الحافتين المشرفتين عليه.

وفى الوقت الذى ما يزال فيه النهر التابع ينحت الطبقة الصخرية الصلدة ببطء، نرى النهر التالى قوياً نشيطاً يواصل تعميق واديه وتوسيعه حتى يصبح أدنى منسوبا من النهر التابع، وتصبح له السيادة شكل (٣٤ ب). وقد يحدث بعد ذلك كما نرى الشكل (٣٤ ب) أن يعرقل نشاط النهر التالى ظهور طبقة صخرية صلدة، ومن ثم يبطىء فى تعميق مجراه فى الوقت الذى فيه يواصل النهر التابع الطولى نحره لمجراه، وفى النهاية نرى التصريف النهرى فى المنطقة وقد عاد إلى ما يشبه مظهره الأصلى (قارن شكل ٣٤ أ، ب، جـ).

ونجد العديد من أمثلة التصريف النهرى العائد فى المناطق الالتوائية الهرسينية فى أوربا. ففى جنوب غرب أيرلندا عاد التصريف النهرى إلى بطون الثنيات المقعرة الأصلية التى تتركب من صخور كربونية ضعيفة، وتكتنفها حافات صخرية محدبة تتركب من صخور رملية قديمة مقاومة. وبالمثل نجد التصريف النهرى العائد واضحاً فى غربى بريتانى فى شمال غرب فرنسا، حيث يجرى نهر أولين Aulune فى حوض يمثل ثنية مقعرة أصلية قديمة نحو خليج بريست، وتكتنفه فى الشمال وفى الجنوب حافات صخرية صلبة تمثل بقايا محدبات قديمة أكلتها التعرية النهرية، ثم هجرتها إلى الثنية المقعرة بعدما ظهرت الصخور البللورية المتداخلة القديمة.

وتظهر فى مرتفعات أبلاش أمثلة رائعة لمراحل التصريف النهرى العائد. ففى النطاق الذى يعرف باقليم الحافة والوادى Ridge & Valley الواقع بين هضبة أليجانى – كمبرلابد (المقطعة بواسطة التعرية النهرية) فى الغرب، وقمم الحافة الزرقاء البللورية فى الشرق، نجد الكثير من الثنيات المحدبة والمقعرة تمتد متوازية، وتختفى وتعود إلى الظهور فوق مساحة كبيرة، وقد واءمت النظم النهرية نفسها بهذه الخطوط التركيبية القديمة، فحفرت لنفسها أودية على طول محاور قممها المحدبة، وخفضت منسوبها، بينما نجد الثنيات المقعرة التى كانت قديماً فى هيئة أحواض أو أودية التوائية تبدو الآن فى هيئة جبلية (انظر شكل ٣٣) وفى نفس النطاق نرى بعض الأنهار وقد هجرت، فى دورة تحاتية لاحقة، محاور الثنيات المحدبة السالفة وعادت إلى الثنيات المقعرة، وفيما بينها تخلفت حافات طويلة ومستقيمة تتركب من صخور صلبة رملية وكوارتيزية يقطع اتصالها أودية عرضية وثغرات جافة وثغرات مائية.

٧- التصريف النهري المركزي Centripetal

ويتكون هذا النمط من التصريف من عدد من المجارى المائية تلتقى فى أرض حوضية الشكل، وتتجه نحو أعمق أجزائها هابطة من الأراضى المرتفعة المحيطة، وهو نمط تختص به كثير من الصحارى التى تتميز بالبيئات الحوضية ذات التصريف المائى الداخلى، مثل منخفضات صحراء مصر الغربية.

٨- التصريف النهري الشائك Barbed

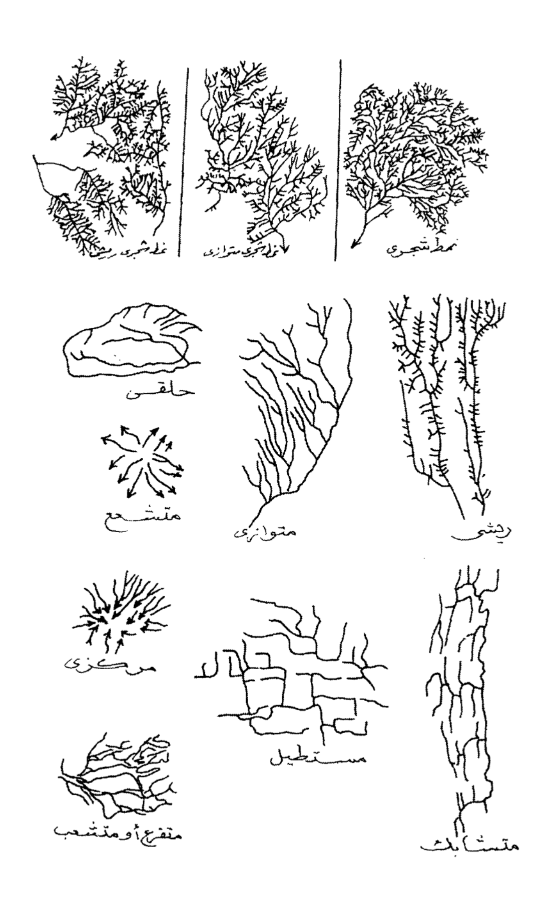
وهو قليل الشيوع والانتشار، ويقتصر وجوده فى الأجزاء العليا من أحواض التصريف المائى. وفيه تلتقى الروافد بالنهر الرئيسى بزوايا حادة جداً. ويبدو أنه متعدد الأسباب، فتشارك فى تكوينه عمليات الأسر النهرى، وعمليات رفع تكتونية هينة، علاوة على إمكانية تأثره بفعل الجليد فى المناطق التى تأثرت وتتأثر بفعل الجليد.

٩- التصريف النهري المشوش (المقلقل) Deranged

وهو تصريف نهرى «أصلى أو أولى» بالدرجة الأولى، رغم ما قد يوحيه الإسم من تعقيد، ويوجد حيثما لم يتوفر الزمن الكافى لاكتمال نموه، فهو حديث التكوين وتبعاً لذلك فإن المجارى المائية فى هذا النمط تتميز بعدم انتظام اتجاهاتها وكثرة تعرجها وانثناءاتها، وكثيراً ما تخترق مناطق فسيحة تغطيها المناقع والبحيرات. وترفد الأنهار الرئيسية مجارى قصيرة صغيرة الحجم.

ويوجد التصريف النهرى المشوش بشكل مثالى فى الأراضى المنخفضة التى أصابها فعل الجليد، حيث نجد نظام التصريف النهرى السابق للتجليد قد انطمست نتيجة للنحت الجليدى من جهة والارساب الجليدى من جهة أخرى، خاصة إرساب الغطاءات التلالية من الصلصال الجلاميدى والرمال والحصى. وفوق هذا السطح المشوش غير المنتظم الذى تركه الجليد بعد انصهاره، يظهر نمط تصريف مائى جديد، هو هذا النمط المشوش الذى يتميز بأنهار قصيرة تجرى فى مجارى غير منتظمة خلال أراضى حوضية مستنقعية تزركشها البحيرات.

هذا وينبغى أن نشير هنا إلى أن دراستنا لأنماط التصريف النهرى وأشكاله إنما هى دراسة وصفية تصوُّرية رغم أننا كنا نضطر أحياناً إلى اللجوء للتفسير إلى أصل النشأة، ولهذا فإننا هنا قد لا ينبغى أن ندرس نظامى التصريف النهرى المناضل والمنطبع، فدراستهما تدخل ضمن دراسة الأصل والتطور، فضلاً عن أن عملية الإنطباع النهرى قد تحدث لبعض أو كل أنماط التصريف النهرى التى شرحناها آنفاً. ولقد تصح دراستهما تحت العنوان التالى:



شكل (٣٥) أنماط من التصريف النهري

نظم التصريف النهري غير المتوافق مع التراكيب الصخرية

التصريف النهري العشوائي

يتضح من الدراسة السابقة أن أشكال التصريف النهرى التى سبق أن ناقشناها تبدو متوافقة Conformable مع التراكيب الصخرية. ويحدث أحياناً أن نجد أشكالاً من التصريف النهرى لا تتبع نظم التراكيب الصخرية، ولا تنشأ على صلة أصولية متوافقة معها، ويطلق على مثلها التصريف النهرى التلقائى أو العشوائى Inconsequent أو غير المتوافق Non-Conformable أو Discordant» وينشأ هذا النمط المعقد الذى فيه تشق الأنهار مجاريها فى النظم الالتوائية غير مبالية بثنياتها المقعرة والمحدبة بالطرق الآتية:

١- حينما يأسر نهر يجرى على امتداد جانب ثنية محدبة نهراً آخر يجرى موازياً له على الجانب الآخر من الثنية. وعلى الرغم من أن عمليات الأسر هذه قد تحدث أحياناً، فإنها لا يمكن أن تفسير نمط التصريف النهرى التلقائى فوق إقليم فسيح.

٢- بواسطة تأثير الجليد الذى قد يعمل حين يملأ المجرى المائى على تحويل اتجاهه.

٣- عن طريق النضال أو السبق النهرى Antecedence حيث يجاهد النهر المناضل أو السالف أو السابق Antecedent وينشط فى شق مجراه خلال أرضه الآخذة في الارتفاع التدريجى. ويحدث عقب نشأة التصريف المائى التابع، أن تنشط الحركات الأرضية الرافعة، وتؤدى إلى تغيير جوهرى فى التركيب الصخرى الأصلى الذى يغذى التصريف النهرى التابع. فإذا ما كانت تلك الحركات سريعة وقوية، فإنها تنجح فى تمزيق نظام التصريف المائى الموجود، وتعطى الفرصة لنشأة نظام تابع جديد، يرتبط ارتباطاً وثيقاً بشكل وتوجيه التراكيب الجيولوجية الجديدة. فإذا ما كانت الحركات متراخية متطاولة وهينة، فقد يتمكن التصريف النهرى الأصلى من الحفاظ على شكله بواسطة النحت والتعميق فى التراكيب الجديدة الآخذة فى النمو. وتعرف هذه الظاهرة بالتصريف السالف أو السابق أو المناضل Antecedent Drainage. وفى هذه الحالة يجرى النهر السالف (أى الذى سبق وجوده قبل حركة الرفع) فى واد لا تربطه أية صلة بالتراكيب الجيولوجية الحالية. هذا وينبغى أن لا نعتقد أن التصريف السالف يمكن أن ينشأ نتيجة لحركة رفع عامة للأرض، فلقد يؤدى ذلك إلى تجديد شباب Re-juvenation نظام التصريف النهرى.

٤- عن طريق انطباع Superimposition التصريف النهرى فى غطاء صخرى غير متوافق، يتركب من صخور متباينة التراكيب اكتسحته وأزالته التعرية النهرية. فلقد تنجح الأنهار التابعة التى نشأت أصلاً فوق تكوين جيولوجى أو بنية جيولوجية معلومة

فى نحر مجاريها رأسياً خلال أى منهما والوصول إلى سطح عدم توافق فتلاقى تكوينات أو بنية قديمة مختلفة، ولا تستطيع تلك الأنهار أن تكيف مجاريها مباشرة كى تتوافق مع الظروف الجيولوجية الجديدة، ولاشك أن تكيف التصريف النهرى مع التركيب الجيولوجى الجديد سيحدث بمرور الزمن، وفى نفس الوقت يحافظ التصريف النهرى القديم على اتجاهاته.

ويمكن التعرف عليه حتى بعد ما يزال الغطاء الصخرى السطحى الأصلى تماماً، وذلك عن طريق استجلاء الصلة غير المتوافقة بالتراكيب الصخرية التى انكشفت حديثاً، وتعرف هذه الظاهرة كما أسلفنا بالتصريف النهرى المنطبع Superimposed Drainage.

وسنرى أن الاختلاف الجوهرى بين التصريف النهرى السالف والتصريف النهرى المنطبع، يتمثل فى أن الأنهار فى التصريف السالف أقدم من التراكيب التى تخترقها، بينما تكون الأنهار فى التصريف المنطبع أحدث بكثير من الالتواءات والعيوب التى تجرى خلالها. ويشترك الاثنان فى خاصية واحدة، هى أن كليهما يرتبط بالأنماط غير المتوافقة، رغم أن ذلك لا ينطبق على الانطباع النهرى فى بعض الأحيان.

التصريف النهري السالف أو السابق أو المناضل

يعزى التصريف النهرى العشوائى فى بعض الحالات إلى النضال النهرى وفيه ينبغى اعتبار أمرين:

الأول: معدل الارتفاع الذى أصاب المنطقة.

ثانياً: معدل النحت الرأسى للنهر.

ومن الممكن اعتبار النضال (السبق) النهرى بمثابة تفسير معقول للتصريف العشوائى حينما يكون النهر كبيراً، ومعدل الرفع صغيراً. أما فى الحالات التى تقطع فيها أنهار صغيرة مناطق إلتواءت كبيرة نسبياً، فإن تفسير التصريف العشوائى عن طريق السبق النهرى يصبح أمراً بعيد الاحتمال كما هى الحال مثلاً فى إقليم ويى ماوث Weymouth وجزيرة وايت.

ونجد أمثلة واضحة للسبق النهرى كالجزء الخانقى من نهر الراين، واختراق نهر كولومبيا لسلسلة جبال كاسكيد Cascade، وفى منطقة الهيمالايا، ومنها حالة نهر تيستا Tista ونهر آرون Arun والأخير من خير الأمثلة للنضال النهرى. ففى الأجزاء العليا من مجراه يتدفق النهر من الغرب إلى الشرق متوافقاً مع تراكيب المنطقة، لكنه ما يلبث بعد ذلك أن ينحنى جنوباً ويشق طريقه خلال جبال الهيمالايا فى سلسلة من الخوانق

العميقة. ولا يمكن تفسير هذه الظاهرة إلا عن طريق السبق النهرى، نظراً لأنه لم يعثر على شواهد لتأثير الجليد، كما أن الدلائل تشير إلى استبعاد الانطباع النهرى والأسر النهرى.

وخلاصة القول أن الحركات الأرضية الرافعة قد تحدث تغيرات عظيمة وعلى نطاق واسع فى أودية الأنهار التى يتجدد شبابها بسببها. وقد تستمر عمليات الرفع والنحت الرأسى لدرجة أن النهر الذى كان يجرى بالمنطقة قبل حدوثها، والذى استطاع أن يحتفظ باتجاه مجراه الأصلى (عن طريق النحت الرأسى الذى سار بمعدل يساوى معدل الرفع) يصبح الآن فى واد لاتربطه صلة بالتراكيب الصخرية السطحية، ويعرف هذا النمط كما أسلفنا بالتصريف النهرى المناضل أو السالف.

ورغم وجود هذه الأمثلة الواضحة، فإن كثيراً من الجيومورفولوجيين يعرضون عن الاستشهاد بالسبق النهرى كتفسير للتصريف النهرى العشوائى الذى يتجاهل التراكيب الصخرية. ويعتبرونه أمراً محتملاً حينما يتأكد استبعاد الانطباع النهرى الذى قد يؤدى أيضاً إلى عدم التوافق كما ذكرنا. وفى هذا يقول سباركس Sparks ينبغى أن يكون السبق النهرى آخر ما يلجأ إليه الجيومورفولوجى لتفسير نمط التصريف النهرى العشوائى ذلك لأن السبق يصعب جداً إثباته وإقامة الدليل عليه إلا فى الحالات النموذجية، ويوغل الجيومورفولوجيون فى الابتعاد عن السبق النهرى، ويفضلون عليه الانطباع النهرى حتى ولو انبنى الأخير على أدلة واهية للغاية. لكن ينبغى لنا أن نشير إلى أنه لا يشترط بالضرورة عدم حدوث عملية معلومة كالسبق النهرى، لمجرد أننا لانستطيع الاستدلال عليها بسهولة. فالسبق النهرى بطبيعته لايترك سوى أدلة طفيفة ومؤقتة، ويصعب استقراؤها.

ومن الممكن أحياناً استبعاد السبق النهرى بسهولة لتفسير نمط نهرى غير متوافق، وأنهار جنوب ويلز التى تشق مجاريها غير متوافقة مع خطوط الالتواءات والانكسارات الهرسينية المكونة لحقل الفحم خير مثال على ذلك. وأهم ظاهرة يتميز بها هذا النمط النهرى شبابه الواضح، كما أن المجارى التابعة بقيت سليمة، رغم أن الخصائص الجيولوجية تناسب تكوين أنهار تالية وعمليات أسر نهرى، ومن تلك الخصائص المناسبة مكاشف الصخور الضعيفة الممتدة فى اتجاه غربى شرقى، فإذا ما رأينا أن هذا التصريف النهرى تصريف سالف، فإن عمره ينبغى أن يبدأ بالعصر الفحمى أو ما قبله، أى منذ نحو ٢٥٠ مليون سنة، وهذا مستحيل. فقد توالت على المنطقة عصور طغيان وانحسار بحرى متعاقبة، علاوة على تغير الظروف المناخية من الرطوبة إلى الجفاف.

ولهذا فإننا ينبغى أن نفسر التصريف النهرى بجنوب ويلز إما بالانطباع النهرى من

طبقة طباشيرية كانت ترتكز غير متوافقة على صخور الزمن الأول فى حقل الفحم، أو نتيجة للنحت الصاعد بواسطة أنهار كانت تنحت ابتداء من الساحل صوب الداخل. وما يقال عن التصريف النهرى فى جنوب ويلز، ينطبق على المناطق الأخرى من بريطانيا حيث يكون التصريف النهرى غير متوافق مع التراكيب الجيولوجية المنتمية للفترة الهرسينية وما قبلها.

ويختلف الوضع عن ذلك إذا ما درسنا تصريفاً نهرياً فى منطقة حديثة التراكيب الصخرية، ففى منطقة الويلد Weald الانجليزية يوجد عدد من الأنهار غير المتوافقة، تقطع الإلتواءات الألبية المكونة لتلال الساوث داونس South Downs وما يليها شمالاً. وهنا يمكن أن نجد أمثلة للنضال أو السبق النهرى على أسس معلومة نوردها فيما يلى:

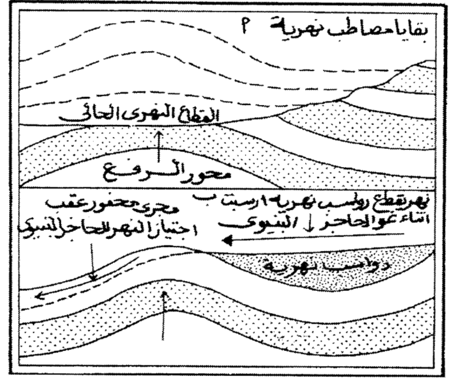
١- أنه من الممكن تقدير معدل نمو الالتواءات الألبية، التى يرجع بدء حدوثها فى عصر االإيوسين، ثم اكتملت فى عصر الأوليجوسين والميوسين. ولاتزيد ذرى الإلتواءات التى تقطعها أنهار مثل أرون Arun، وأدور Adur وأوس Ouse على ٣٥٠ متراً. وإذا ما وزعنا هذا الرقم على الفاصل الزمنى منذ نشأتها حتى وقتنا الحالى، وهو حوالى ٣٥ مليون سنة، سنجد أن معدل نمو الالتواءات متراً واحداً فى كل مائة ألف سنة. ومن الواضح أن هذا الرقم ربما تضاعف أثناء عنفوان حركة الرفع فى عصر الميوسين، لكنه رغم هذا يعطينا نوعاً من القياس لتوضيح بطء نمو الإلتواءات.

٢- من الممكن تكوين فكرة عن معدل سرعة النحت الرأسى الممكنة فى إقليم الويلد Weald من خلال حقيقة أن أنهار الإقليم تمكنت خلال الزمن الرابع من أن تعادل قطاعات لمستوى القاعدة الذى هبط حينذاك بما يناهز ٢٠٠ متر، وإذا ما افترضنا دوام الزمن الرابع مليون سنة، فإننا يمكن أن نحسب معدل النحت الرأسى لأنهار الويلد بما يوازى متراً واحداً كل ٥٠٠٠ سنة على وجه التقريب، أو ما يساوى ٢٠ مثلاً لمعدل ارتفاع الالتواءات. وفضلاً عن ذلك، فإن معدل التعرية هذا لابد وأن تعاظم أثناء فترات انخفاض منسوب البحر أى عند حلول كل فترة جليدية. ومن الواضح أن هذه الأرقام تستند على افتراضات كثيرة، وهى لاتبرهن بالدليل القاطع على أن أنهار الويلد مناضلة، لكنها ترجح أنها من النمط المناضل، ولابد من الدراسة الحقلية لتجميع الشواهد والأدلة الحقيقية للوصول إلى رأى قاطع فى هذا السبيل.

ولعل أهم دليل يحسم حالة للسبق النهرى هو وجود **مدرجات نهرية مقوسة** فى وادى النهر. وحينئذ ترتبط التقوسات بمحاور بنيوية لثنية محدبة (أو عيب)، التى على

امتدادها حدثت حركات أرضية نشطة حديثة. ومن الواضح، حينئذ، أنه مادامت المصاطب النهرية ما هى إلا بقايا قيعان أودية سالفة، فإن ما يعتريها من انحدارات وتقوسات لايمكن تفسيرها إلا بحركة رفع معدلها لايزيد عن معدل النحت النهرى.

وإذا لم يتوفر وجود الدليل السابق الذكر، فلقد يوجد شاهد آخر يتعلق بالإرساب أمام محور التقوس. إذ يحدث أن ينطمر القاع الصخرى للوادى بغطاء سميك من الرواسب النهرية التى أرسبها النهر حينما أعاق جريانه بروز الحاجز التركيبى. ففى مثل هذه الحالة قد لا يغير النهر مجراه ويتدفق فى مسلك جديد، وإنما يتوازن الإرساب والاطماء مع معدل رفع الحاجز البنيوى. وهنا تصبح عملية الارساب أهم من تقوس المدرجات كدليل على النضال النهرى.



شكل (٣٦) شواهد السبق النهري (أ) مصاطب نهرية مقوسة
(ب) إرساب نهري

والواقع أن مثل هذه الشواهد نادرة الوجود. وتعد المصاطب النهرية والتراكمات الارسابية النهرية ظواهر حديثة فى معظم البيئات الطبيعية. ذلك أن كل المدرجات النهرية على وجه التقريب رباعية العمر (بلايوستوسينية – هولوسينية) وكلها ذات صلة بالتغيرات العديدة التى حدثت لمستوى القاعدة أثناء الزمن الرابع. ومن ثم يكون من العبث أن نحاول البرهنة على أن نهرا معلوماً يقطع مجراه فى التواء ألبى ميوسينى العمر كان سابقاً فى وجوده للإلتواء، لأن المدرجات التى نشأت حينذاك لاشك قد

اختفت منذ زمن طويل. ولهذا فإننا لا نعجب حينما نرى أمثلة النضال النهرى التى ثبت صحتها بالبراهين الحقلية هى فى الواقع حديثة جداً من وجهة النظر الجيولوجية.

مثال ذلك دراسة كولمان Coleman (١٩٥٨) فى وادى نهر سالتساخ Salzach بجبال الألب، فقد أثبت أن النهر تمكن من الحفاظ على مجراه رغم ارتفاع المنطقة التى يجرى بها نحو ٤٣ متراً خلال التسعة آلاف سنة الأخيرة. وبالمثل تتصف أمثلة التصريف النهرى السالف الشهيرة فى جبال الهيمالايا، ومنها نهر آرون Arun وروافده، بالحداثة وذلك عن طريق الحصى النهرى. وحركة الرفع التى بلغت نحو ٣٥ متراً فى مجرى نهر دزاكارشو Dzakar Chu رافد آرون ما هى إلا جزء من استمرار النشاط التكتونى لجبال الهيمالايا. ولاشك أن حركة الرفع كانت فيما مضى أقوى وأعنف، يدل عليها العمق الذى بلغته الخوانق التى شقها نهر آرون وغيره من الأنهار التى تقطع بنيان مرتفعات الهيمالايا. ومن المؤكد أن عدم توافق هذه الأنهار مع التراكيب الصخرية لايمكن تفسيره عن طريق الإنطباع النهرى.

ومع هذا ينبغى الحرص الشديد عند تقويم الأدلة المحددة لنوعية الأنهار هنا. ذلك أن مجارى أنهار الهيمالايا قد تكون نتيجة للنحت الصاعد أو التراجعى بواسطة أنهار يتجدد نشاطها وتعظم قواها التحاتية بسبب الانحدارات الشديدة التى تجرى فوقها وهى فى طريقها إلى سهول الجانج، وبناء على ذلك فإن أنهاراً مثل نهر آرون يحتمل أنها نحتت مجاريها تراجعياً فى عصر حديث نسبياً خلال كتلة الهيمالايا التى ماتزال تعانى الرفع والإلتواء، ومن ثم تمكنت من الحفاظ على مجاريها رغم استمرار رفع ولوى الكتلة الجبلية. ومن هذا نرى أن أدلة نجاح النهر فى الحفاظ على مجراه رغم تأثره بحركة رفع حديثة ومحدودة، تختلف عن أدلة البرهنة على أن النهر كان موجوداً بالفعل قبل جميع البنيات والتراكيب الجيولوجية التى يشقها حالياً.

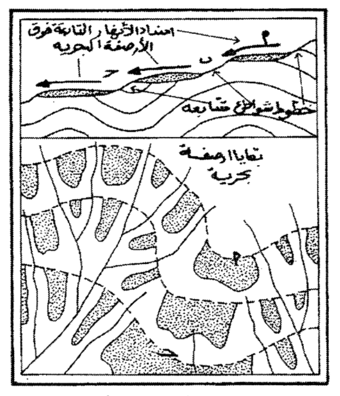
التصريف النهري المنطبع

سبق أن عرضنا لميكانيكية الانطباع النهرى. وتتباين هذه الظاهرة ضيقاً واتساعاً، كما تختلف باختلاف التكاوين الجيولوجية. والذى ينبغى أن نؤكده أن الانطباع النهرى ليس مجرد تعرية وإزالة طبقة صخرية والجريان فوق طبقة أخرى أسفلها من نفس التتابع الصخرى المتوافق، وإنما يجب أن تنتمى الطبقة التى انكشفت بالتعرية النهرية والتى أصبح النهر يجرى فوقها إلى تتابع صخرى مختلف تماماً عن التتابع الصخرى العلوى فى النوع والعمر، وعادة فى النظام والبنية.

ومن أكثر الانطباعات النهرية شيوعاً ما يلى:

١ - الانطباع النهري فوق الأرصفة البحرية:

تنشىء تعرية الأمواج أرصفة بحرية تحاتية يصل عرضها إلى كيلو متر أو كيلو مترين، وذلك أثناء استقرار منسوب مياه البحر على مستوى معلوم. وكثيراً ما تنحت الأمواج تراكيب صخرية علوية وتكون الأرصفة فى صخور أقدم ذات نظام وبنية معلومة، تنحدر انحداراً هيناً صوب البحر، وتتغطى هذه الأرصفة التحاتية بغطاء يتفاوت فى سمكه من الحصى والرمال والطين. فإذا ما هبط منسوب البحر، وظهرت تلك الأرصفة البحرية فوق صفحة مائه، فإن أية أنهار موجودة لاشك تطيل مجاريها وتجرى فوق سطح الرصيف البحرى الذى انحسرت عنه مياه البحر فى طريقها إلى خط الساحل المتراجع الجديد. وتنجح هذه الأنهار بمرور الزمن فى نحت وتعرية الغطاء الرسوبى الذى يغطى أرض الرصيف البحرى، وتنطبع بكل تفاصيلها فوق صخور أرض الرصيف التحاتى ذاته.



شكل (٧٢) انطباع الأنهار فوق الأرصفة البحرية

وتشير أدلة كثيرة على حدوث مثل هذا الانطباع النهرى فى جميع سواحل يابس القارات والجزر التى تسمح ظروفها بجريان مائى إلى البحر. فعند حلول عصر البلايوستوسين كان منسوب البحر فوق مستواه الحالى بنحو ١٥٠ متراً، ومن ثم تعرضت مساحات فسيحة مما نسميه الآن سهولاً ساحلية للغمر بمياه البحر. ثم أخذ البحر يتراجع

على فترات معلومة، فتكونت أرصفة بحرية أثناء فترات استقرار البحر على ارتفاعات متعددة، تبدأ بما يسمى بالرصيف الصقلى بين ارتفاعى ٨٠ – ١٠٠ متر، ويليه الرصيف الميلازى ويقع بين ارتفاعى ٥٠ – ٦٠ متراً، ثم الرصيف التيرانى الذى بين منسوبى ٣٥ – ٤٠ متراً، فالرصيف الموناستيرى على ارتفاع ١٨ – ٢٠ متراً، وأخيراً رصيف نيس أوتييس وارتفاعه بين ٧ – ٨ متراً.

وكما وصفنا تمكنت المجارى المائية من إطالة مجاريها تجاه خطوط السواحل الجديدة مندفعة فوق تلك الأرصفة البحرية المدرجة، مكتسحة لما يغطيها من رواسب بحرية، ومنطبعة فوق صخورها، كما أنها لاشك قد جددت شبابها، ونحرت مجاريها فى صخور الدرجات العليا القديمة كما نشأ فى بعض المناطق عدم توافق بين المجارى المائية ونظم البنية الجيولوجية.

ويظهر التصريف النهرى الناشئ عن الانطباع فى الأرصفة البحرية خصائص ذات أهمية. فحينما كانت خطوط السواحل القديمة مستقيمة، وكانت الأرصفة تنحدر صوب البحر فى اتجاه واحد ثابت، تنشأ نظم تصريف مائى تابعة شبه متوازية. أما إذا كانت خطوط الشواطئ مسننة غير منتظمة، وتتناوبها الرؤوس والخلجان، فإن نظم التصريف المائى الناشئة تكون شبه شجرية. ومرد ذلك إلى انحدارات الأرصفة البحرية التى تتعامد تقريباً على خط الشاطئ، وتميل نظم التصريف المائى إلى التجمع والتقارب فى الخلجان.

وقد يحدث الانطباع النهرى فوق سهول ساحلية تحاتية فسيحة، تكونت أثناء فترات زمنية أطول، وكان البحر يطغى أثناءها على اليابس ببطء. ويتخذ الرصيف الكالابرى مثالاً لذلك، فهو يبلغ اتساعاً فى بعض الجهات يزيد على ٣٠ كيلو متراً، كما فى جنوب شرق انجلترا وايطاليا وجهات كثيرة من سواحل أوروبا. ولاشك أن جميع الظواهر التضاريسية التى كانت موجودة قبل الطغيان الكالابرى قد تلاشت. وحينما تم انحسار مياه البحر انطبعت أنظمة تصريف نهرى جديدة تماماً فوق التراكيب الصخرية، وجهتها وتحكمت فى أنماطها أشكال وانحدارات الأرصفة أو السهول التحاتية البحرية الكالابرية.

٢- الانطباع النهري في تكوينات نهرية بحرية:

قد يحدث أن تكون التعرية النهرية نشطة للغاية، وتحمل الأنهار كميات هائلة من الرواسب النهرية إلى البحر، ويكون فعل الأمواج ضعيفاً محدوداً، ومن ثم يكون قاع البحر فيما جاور اليابس مسرحاً للإرساب على نطاق واسع. ويتكون بذلك بالتدريج سهل

«نهرى بحرى» يتقدم فى البحر، وتقطعه الأنهار التى جلبت الرواسب إليه. وحينما ينخفض منسوب البحر، تنحر الأنهار فى رواسب السهل وتزيلها وتنطبع فى صخور قاع البحر من أسفلها. وتلاحظ هذه الحالة فى جنوب شرق انجلترا، وفى بلجيكا وشمال فرنسا.

٣- الانطباع النهري في التكاوين الجيولوجية الكبرى:

ويحدث ذلك حينما تنطمر التراكيب الصخرية القديمة بأنواعها ونظمها بطبقات رسوبية سميكة أثناء أعصر جيولوجية مديدة. وتجرى الأنهار فوق التراكيب الصخرية العليا الأحدث وتنمو فيها وتتطور وتكتسب خصائصها المورفولوجية، ويستمر نحتها الرأسى حتى تصل إلى التراكيب الصخرية فتنطبع بأوديتها عليها محتفظة بجميع خصائصها دون أن يطرأ عليها تغيرات جوهرية.

ويتم تمييز الانطباع النهرى عن طريق دراسة شكل وخصائص النهر المنطبع وواديه التى تختلف تماماً عن شكل وخصائص التصريف النهرى الذى ينشأ أصلاً فوق التراكيب الصخرية السفلى القديمة. أى أن أهم دليل يوضح الانطباع النهرى، عند إزالة الطبقات الصخرية العليا الأحدث التى نشأ عليها النظام النهرى أصلاً، يتمثل فى عدم التوافق بين النظام النهرى المنطبع مع نظام التراكيب الصخرية السفلى القديمة.

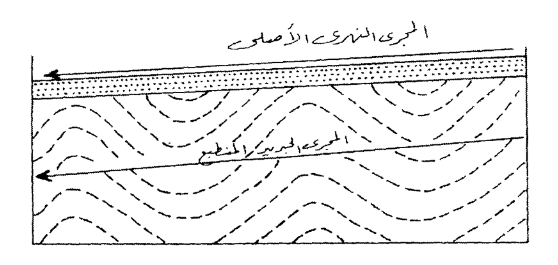
ولقد أظهرت الدراسات التى قام بها أتوود Atwood (١٩٣٨) أن معظم الخوانق النهرية التى تخترق مرتفعات الروكى هى نتيجة للانطباع النهرى. وقد رجح فون انجيلن Von Engeln (١٩٥٣) أن كثيراً من الأنهار التى تقطع الأبلاش وتنتهى إلى المحيط الأطلسى هى أنهار منطبعة.

وينتمى كثير من أنهار بريطانيا إلى هذا النمط المنطبع. ففى أواخر العصر الكريتاسى فاض البحر وطغى على كل ما يسمى الآن بالسهول الانجليزية وكذلك على كثير من أجزاء المرتفعات البريطانية بما فيها مرتفعات الجنوب الغربى وكتلة ويلز، واقليم البحيرة، والبنين ومرتفعات جنوب اسكتلندا. وقد انتشر هذا الطغيان البحرى السينومانيانى Cenomanian وغطى سهول تعرية سبقت تسويتها، ومن ثم فقد أرسبت فوقها طبقات من الصخور التى تنتمى لأواخر العصر الكريتاسى وهى صخور طباشيرية. وقد حدثت حركة رفع عامة فى أواخر العصر الكريتاسى، تمركزت فى الكتل الكاليدونية الهرسينية فى غربى وشمالى بريطانيا، وترتب عليها انحسار البحر، وإمالة الأراضى البريطانية بغطائها الطباشيرى تجاه الشرق.

وقد نشأت فوق الأراضى الجديدة نظم نهرية تابعة تنصرف شرقاً إلى بحر الشمال. وقد أدت التعرية أثناء عصور الزمن الثالث إلى اكتساح وإزالة الغطاء الطباشيرى، ومن ثم انطباع النظم النهرية التى كانت تجرى خلاله على الصخور القديمة أسفله التابعة للزمنين الثانى والأول. ولقد بلغت المواءمة بين النظم النهرية المنطبعة ومكاشف الصخور والتراكيب والنظم الصخرية القديمة حداً بعيداً، ومع هذا فإنه من الممكن التحقق من الانطباع النهرى فى كثير من الأنهر التى تتاخم هوامش الصخور الطباشيرية الحالية.

ويكاد يتفق كل الكتاب أن النظام النهرى التابع الأصلى يهبط بكل تفاصيله دون تغير وينطبع فى نظام الصخور الأقدم، وأن تكوين الأنهار التالية، وتجزئة الأنهار التابعة، وكذلك كل عملية المواءمة مع النظام الصخرى القديم السفلى تتم جميعاً عقب حدوث الانطباع. ويصح هذا فى حالة الأرصفة البحرية والأسطح المغطاة بغطاء رسوبى، لأن الظروف حينئذ لاتناسب تكوين أنهار تالية قبل الانطباع النهرى.

لكن الأمر يبدو مختلفاً تماماً حينما تهبط الأنهار خلال غطاء سميك من الطبقات الصخرية الرسوبية المتفاوتة فى أعمارها وصلابتها. ذلك أن الأنهار التابعة التى تنحر رأسياً فى طبقات الصخور الأحدث للوصول والانطباع على النظم الصخرية السفلى الأقدم تتأثر بتكوين ونمو مجارى مائية تالية. وهذا يفسر التعقيد الشديد الذى تتصف به بعض نظم التصريف المائى كما فى ويلز. فهنا لايرجع التعقيد لعدم الانطباع النهرى الذى حدث فى أوائل الزمن الثالث فحسب، وإنما لأن النظم النهرية المنطبعة قد عانت الكثير من التشكيل والتعديل.



شكل (٣٨) نشوء المجرى النهري المتطبع

الفصـــل الرابـــع

الجليــــــد

وتأثيراته الجيومورفولوجية

الثلج والجليد وكتل الجليد

الثلج وخط الثلج الدائم :

حينما تهبط حرارة الجو الى ما دون الصفر المئوى يتكاثف بعض بخار الماء الموجود به ويتجمد فيتحول الى بلورات ثلجية تتساقط على سطح الارض فى شكل زغب الريش، وهذا ما يعرف بالثلج Snow وتتساقط الثلوج فى الشتاء فوق مناطق كثيرة تقع فى العروض العليا، لكن الثلوج ما تلبث أن تنصهر فى معظمها أثناء الصيف التالى. وحينما تبقى بعض الثلوج دون إذابة بسبب استمرار انخفاض درجة الحرارة دون نقطة التجمد، فإنها تكون غطاء ثلجيا مستديما. ويحدث هذا فى جزيرة جرينلندا وقارة أنتاركتيكا، وفوق قمم بعض الجبال العالية، ويعرف المستوى الذى عنده يبدأ الثلج فى الذوبان بخط الثلج الدائم Snow Line. وهو عند منسوب سطح البحر حول القطبين، لكنه يرتفع فى جبال شدقى افريقيا الواقعو عند خط الاستواء حيث تشتد الحرارو الى نحو ٦٠٠٠ م.

الجليد :

وحينما يزداد تراكم الثلج فى منطقة ما من سنة لأخرى فإنه يتحول بالتدريج إلى جليد Ice صلب بسبب تضاغطه وثقله. وفى بداية عصر البلايوسستوسين، أى منذ حوالى مليون سنة، أخذت مناخات أقاليم العروض العليا فى البرودة المستمرة. وتبعا لذلك فإن الثلوج التى كانت تتساقط فى الشتاء لم تكن كلها تنصهر فى الصيف، فتراكمت وازداد سمكها واتساعها فى المناطق القطبية وفى شمال أمريكا الشمالية وفى القسم الشمالى من أوربا. وقد تحولت ثلوج هذه الحقول الفسيحة بالتدريج الى جليد متماسك مندمج امتد فوق معظم الأراضى المنخفضة والجبال، ودام فترة طويلة تعرف بالعصر الجليدى Ice Age.

كتل الجليد :

وتدعى كتل الجليد التى تغطى مساحات عظيمة من سطح قارة بإسم الغطاءات الجليدية Ice-Sheets كما تعرف تلك الكتل التى تشغل أودية جبلية بإسم الأودية الجليدية Valley glaciers أو الثلاجات الجبلية. وتوجد الغطاءات الجليدية فى وقتنا الحالى فى أنتاركتيكا وجرينلندا. أما الأنهار الجليدية أو الثلاجات فتوجد فى جبال الهيملايا والألب والروكى والأنديز.

ويغير فعل الجليد من مظهر المناطق التى يغطيها ويتحرك فوقها تغييراً كبيراً،

فتتعرض المناطق الجبلية لنحته والسهول لإرسابه. وفي كثير من أجزاء القارات الشمالية التي تخلو حاليا من الجليد، نشاهد الكثير من ظاهرات النحت والإرساب التي أنشأها جليد عصر البلايوستوسين، وحين انصهر الجليد في نهاية العصر الجليدي تحررت كميات هائلة من المياه، تجمع بعضها في تجاويف وحفر، أو احتبس وراء الرواسب الجليدية (تسمى ركامات Moraines) مكونا لبحيرات. وكذلك بحيرات فنلندا التي تعد بالآلاف. ومع هذا فإن معظم المياه المنصهرة قد انسابت مكونة لأنهار مائية تنصرف الى البحار. وقد حملت تلك الانهار كميات عظيمة من الرواسب الجليدية (أو الركامية) وأرسبتها بعد ذلك فوق أراضي تقع بعيدا عن المناطق التي غطاها الجليد. وهناك أنشأت سهولا رسوبية فسيحة تعرف بسهول الرواسب الجليدية، Outwash Plains، وهي عادة تتركب من الرمال.

أشكال الكتل الجليدية

هناك العديد من أشكال الكتل الجليدية التي يمكن ضمها في ثلاث مجموعات رئيسية هي :

١- الغطاءات الجليدية والقلنسوات الجليدية.

٢- الأودية الجليدية (تعرف أيضا بالثلاجات الجبلية أو الثلاجات الألبية).

٣- ثلاجات حضيض المرتفعات.

أولاً - الغطاءات الجليدية والقلنسوات الجليدية

افترشت الغطاءات الجليدية Ice-Sheets مساحات عظيمة من أسطح القارات إبَّان عصر البلايوستوسين. وتمثل الغطاءات الجليدية الضخمة على مستوى الكتل القارية في وقتنا الحاضر غطاءان فقط هما : غطاء القارة القطبية الجنوبية، وغطاء جزيرة جرينلندا.

غطاء أنتاركتيكا :

هو غطاء جليدي عظيم يفترش مساحة تقدر بنحو ١٢ مليون كيلو متراً مربعاً. وتظهر بالقرب من سواحل القارة سلاسل جبلية تبرز قممها العليا فوق مستوى الجليد (تسمى Nunataks). وفيما بينها تتحرك ثلاجات منفصلة وتأخذ طريقها الى البحر مكونة لما يعرف بالجليد المعلق (جليد الرفرف Shelf-ice). ويمتد الغطاء الجليدي نفسه في بعض الأماكن فوق البحر خصوصا فيما بين خطي طول ١٦٠° شرقاً و ١٥٠° غربا، وحيث تمتد الكتلة الطافية، المعروفة بحاجز روس Ross-Barrier والتي تبلغ مساحتها

أكثر من ٥٠٠,٠٠٠ كم٢، صوب البحر حيث تنتهى فى هيئة جروف جليدية، وتتحطم منها جبال ثلجية ضخمة على فترات. وقد أمكن حساب سمك الغطاء الجليدى ومعرفة طبيعة الصخر أسفله عن طريق استخدام وسائل خاصة منها صدى الصوت. وقد وجد أن السمك فى المناطق الساحلية يتراوح بين ٢٥٠-٨٠٠م، ولكنه يزداد بالاتجاه نحو الداخل. ووجد أن أعظم تسجيل للسمك حتى الان قد وصل الى ٢٧٥٠م. وتبين من الدراسات أن سطح الأرض أسفل الجليد شديد التضرس، وتكتنفه أودية عميقة وحافات شديدة الانحدار تبرز قممها عند هامش الغطاء الجليدى فوق سطحه.

غطاء جرينلندا:

يبدو هذا الغطاء أشبه بقبة جليدية فسيحة منبسطة ويفترش نحو ١,٨٢٠,٠٠٠ كم٢ من مساحة الجزيرة. ولا تظهر الارض أسفل الغطاء الجليدى إلا عند السواحل، بالإضافة الى بعض القمم المنفردة Nunataks التى تبدو بارزة فوق سطحه عند حوافه. ويحيط بجزء من الساحل هامش صخرى جبلى تقطعه الفيوردات. ويصل الغطاء الى البحر على امتداد أجزاء من الساحل إما فى شكل جروف جليدية قائمة(تعرف بالحائط الصينى) أو فى هيئة واجهة هينة الانحدار نوعاً. ومركز الغطاء الجليدى عبارة عن قبة ضخمة من الجليد تغطى سطحها ثلوج هشة. ويبلغ ارتفاع القبة أكثر من ٣٠٠٠ م فوق منسوب البحر. وأعلى نقطة فى الجزيرة هى قمة جبل فوريل Foreلفى جنوبها الشرقى (ارتفاعه ٣٣٦٢م). وكان يعتقد أن سمك الجليد يبلغ نحو ٢٤٤٠م، لكن الابحاث الحديثة التى استخدمت صدى الصوت، تشير الى أن الصخر الصلد أسفل الجليد يقع دون منسوب البحر فى بعض الجهات.

وتتحرك الثلاجات فيما بين الحافات الصخرية لتصل الى البحر. وأعظم الثلاجات فى جرينلند، بل وفى نصف الكرة الشمالى، هى ثلاجة ستور ستروم Stor-Storum فى الشمالى الشرقى، ويبلغ طولها نحو ١٣٠كم. وتقل عنها فى الضخامة (فى الاتساع والسمك) ثلاجة بيترمان Petermann فى الشرق، لكنها تزيد عليها فى الطول الذى يصل الى ٢٠٠ كم. ويطفو جزء من هذه الثلاجة الاخيرة طوله زهاء ٤٠ كم فوق ماء البحر. وتنتهى ثلاجة همبولت Humbolt فى الشمال الغربى بخط من الجروف يبلغ عرضه زهاء ٦٥ كم وارتفاعه أكثر من ٩٠٠م. وتتحطم منه جبال جليدية تطفو فى اتجاه الجنوب فى المحيط الأطلسى.

القلنسوات الجليدية:

القلنسوات الجليدية Ice-caps هى غطاءات صغيرة من الجليد، وهى تبدو فى شكلين : قلنسوات جليدية جزرية Island ice-caps، وقلنسوات جليدية هضبية -Pla

teau. ومن أمثلة النمط الأول قلنسوة فرانس جوزيف لاند ونوفايازيمليا وسبتس بيرجين، وتغطى القلنسوات الجليدية الهضبية نحو ١/٨ مساحة أيسلندا وتعرف كل منها باسم يوكول Joekull . وقد أمكن تمييز نحو ٣٧ ثلاجة منفردة، وأضخمها ثلاجة فاتناVatnal التى تغطى نحو ٨٨٠٠كم٢. ويبدو أن سطحها المموج يعكس طبيعة تضرس الأرض من أسفلها. وتتحرك الثلاجات من الهوامش فى شكل أودية جليدية أو ألسنة عريضة.

وفى المناطق الهضبية الجليدية العليا بالنرويج التى تعرف باسم Fiells نجد الكثير من أمثلة القلنسوات الجليدية الهضبية أكبرها Josteda'sbre التى تغطى مساحة تقدر بنحو ١٥٦٠م٢. وهى فى الواقع تحمل سمات تجعلها فى مركز متوسط بين القلنسوات الجليدية ونمط الأودية الجليدية التى تتدفق من حقول الجليد.

ثانياً - الأودية الجليدية أو الثلاجات الألبية

الأودية الجليدية و ثلاجات الأودية Valley-glaciers ميزة تختص بها سلاسل المرتفعات العظيمة فى العالم. وهى عبارة عن ألسنة من الجليد تتحرك نزلا فى أودية سابقة (موجودة أصلا) على منحدرات الجبال من أحواض تراكم الجليد Firn-Basins والثلاجات على أنواع: منها ما يبدو في هيئة ألسنة تعرف بالثلاجات الحلبية Cirque-glaciers، وهى مجرد امتدادات جليدية من أحواض تجمع الجليد. ومنهاما يخرج من أحواض عالية، ويمتد شامخاً على جوانب الجبال وتعرف بالثلاجات المعلقة Hanging، التى تتحطم منها كتل جليدية وتنهار الى الأودية وتعرف بالهيارات الجليدية Ava-lanches. وحينما تنتهى الثلاجة الى البحر كما هى الحال فى ألاسكا وجرينلندا وتتقطع منها طافيات وجبال جليدية فانها تعرف بالثلاجات المدية Tidal glaciers. وثلاجة الوادى أو الثلاجة العادية هى أكثر أشكال الكتل الجليدية شيوعا فى وقتنا الحاضر، وهى المسئولة باستثناء ما فعلته غطاءات جليد الزمن الرابع، عن تشكيل البيئة الطبيعية لكثير من المناطق الجبلية فى العالم.

وتتوقف الذبذبة فى أحجام الثلاجات وأطوالها على مدى إتساع حقول الجليد وعلى كمية التساقط وعلى درجة الحرارة السائدة على امتداد مجاريها. وتمتد نهاياتها الى الحد الذى عنده يتعادل الإنصهار Ablation مع مورد الجليد الذى تجلبه الثلاجات المتحركةمن حقول الجليد. وقد انكمش كثير من الثلاجات الألبية انكماشا ملحوظا أثناء القرن العشرين نتيجة لإرتفاع الحرارة عن ذى قبل، ويجرى قياس الثلاجات فى الألب السويسرية من عام لأخر، وقد تبين أن مقدار الانكماش العام يتوقف على مقدارالتساقط فى السنة السابقة، ووجد ان معدله فى عام ١٩٧٧ - ١٩٧٨ قد بلغ بالنسبة لكل الثلاجات نحو ١٥م، وفى العام التالى ١٤ م، وفى عام ١٩٧٨-١٩٧٩ وجد أن ثلاثاً منها بقيت بحالها دون إنكماش، و٧٦ إنكمشت، و ١٠ نمت وتقدمت. ولوحظ أن ثلاجة -Unter

Grindelwald كانت أكثرها إنكماشاً، اذ تراجعت بمقدار ٦٦م تقريبا. وهناك ثلاجة وحيدة تتقدم باستمرار كل عام وهى ثلاجة ترينت Trient فى اقليم فاليس Vallis (Valais)، فقد امتدت زهاء ١٣م عام ١٩٧٧ و ٢٨ م فى عام ١٩٧٨.

وتقع ثلاجة أليتش Aletsch أطول ثلاجات أوربا فى الألب البيرنية Berner-Oberland. ويبلغ طولها حاليا نحو ١٦كم، وتتعرض هى الاخرى للإنكماش (بلغ الانكماش فيما بين عامى ١٩٧٠ - ١٩٧٢ نحو ٥٥م) وهى تنبع من مجموعة الحقول الثلجية التى تحيط بها قمم جبلية مثل يونج فراو Jungfrau ومونخ Moench وهذه الحقول ما هى الا جزء من حقل الجليد Frim-field العظيم المسمى حقل كونكورديا Konkordia Platz الذى يشمخ الى ارتفاع نحو ٢٨٠٠م. ومن هذا الحقل يمتد لسان ثلاجة أليتش ويشق طريقه جنوبا فيما بين الحافات الصخرية. وهذه الثلاجات هى فى الواقع أمثل نموذج لثلاجات الأودية. وعلى الرغم من انها اطول ثلاجة فى أوربا الا انها تعتبر صغيرة بالنسبة لثلاجات الهيملايا حيث يزيد طول بعضها على ١٦٠كم. وفى ألاسكا ونيوزيلندا نجد بعضاً من أضخم الثلاجات رغم قصرها، ومرجع ذلك الى غزارة التساقط الثلجى بسبب ارتفاع السلاسل الجبلية من جهة، وقربها وموازاتها للبحر، وهو مصدر الرطوبة من جهة أخرى. وفى الكورديليرا الامريكية تشع الثلاجات الصغيرة من حول قمة جبل رينيير (إرتفاعه ٤٣٩٣م) أعلى قمة فى مرتفعات كاسكيد بغرب أمريكا الشمالية.

هذا وتتميز الثلاجات وكتل الجليد بعدة ظاهرات نشير إليها فيما يلى :



شكل (٣٩) بيئة التعرية الجليدية. ثلاجة أليتش Aletsch، **سويسرا**

الهوة الجليدية Bergschrund:

وهى ثغرة تفصل بين حقل الجليد وبين حوائط الجليد الذى يغطى القمم المحيطة. ويغطيها فى العادة معبر رقيق من الجليد. وهى تمثل عقبة فى سبيل هواة تسلق القمم الألبية، وهى تمثل الحد الذى تتحرك عنده كتل الجليد من بين الحوائط الصخرية التى تكتنف الحوض (شكل ٤٠).



شكل (٤٠) الهوة الجليدية وحقل الثلج.

الهوة الهامشية Randkluft:

وهى أشبه بثغرة أو فجوة تقع بين واجهة الصخر خلف الحلبة الجليدية وحقل الجليد Firn أو الثلاجة الحلبية Cirque glacier وهى تنشأ من انصهار الجليد بسبب الإشعاع الحرارى من الحوائط الصخرية.

الشقوق Crevasses :

حينما يزداد الانحدار يتشقق سطح جليد الثلاجة نظراً لأن اختلاف معدل الحركة فى كتلة الجليد يسبب نوعا من الشد والتمزق يؤدى الى تكوين تلك الشقوق. وقد تكون هذه الشقوق عرضية أى متعامدة على اتجاه حركة الجليد، تنشأ عادة نتيجة لازدياد الانحدار، وقد تكون الشقوق طولية أى موازية لاتجاه حركة الجليد، وتنشأ عن التفاوت فى سرعة الجليد، وتتقاطع الشقوق فى كل الاتجاهات حينما يزداد الانحدار زيادة ملحوظة وينشأ عن ذلك ما يسمى بالمسقط الجليدى Ice-Fall.

وتكثر المساقط الجليدية المعقدة فى مجارى الثلاجات التى تنبع من كتلة مون بلان، وتنحدر بشدة الى وهدة شامونى Chamonix . ومثل ذلك ثلاجة دى بوسون Bossons التى تنحدر بالقرب من جبل جراند موليت Grand Mulets من ارتفاع يزيد على ٣٠٠٠ م الى ارتفاع ١٠٠٠ م على امتداد مسافة لا تزيد على ٢٣ كم (هى طول الثلاجة)، ومن ثم فإنها تتميز بمساقط غاية فى الوضوح. وفى عام ١٩٦٥ تساقط جليد

هيارة ضخمة انفصلت من ثلاجة ألالين Allalin الى وادى ساس Saas-Fe فى سويسرا، فدفنت مائة عامل كانوا يشتغلون فى منطقة ماتمارك Matmark.

ظواهر الورقية (الطباقية) والأمواج الجليدية:

تتميز كتلة جليد الثلاجة بمميزات تركيبية تفصيلية لم يفهم كنهها بعد تماما ومنها شيوع ظاهرة التورق أو الورقية Foliation، وهى نوع من الطباقية يبدو أنها تمثل التراكامت السنوية للثلج فى حوض التجميع الثلجى. وفيها تنتظم البلورت الثلجية بطرق مختلفة. فالطبقة قد تكون نقية تشبه الزجاج أو قد تكون كبيرة البلورات فقاعية المظهر. وقد تكون الطبقات قريبة من الأفقية أومرتبة على سطوح بزوايا مختلفة بالنسبة للسطح، أو قد تكون منتظمة فى شكل ورقى، مموج. وقد تبدو الطبقات أحيانا ملتوية بشكل ظاهر، وذلك بسبب ظروف محلية قد يحدثها تدافع جليد رافد قوى، أو نتيجة لعدم انتظام الإنحدار والسرعة.

وهناك ظاهرة اخرى أثارت الكثير من الاهتمام والبحث وهى وجود حزم متعاقبة من الثلج الداكن والفاتح اللون تنحنى أو تتقوس تجاه ادنى الثلاجة فوق سطح الجليد أو فى ثناياه، وكلك وجود أنماط مشابهه من الامواج الجليدية Ice-waves، والمنخفضات والحزم المغبرة. ولا يوجد تفسير عام مقنع لهذه الظواهر جميعا رغم كثرة الآراء فى تعليلها. ورغم هذا فيمكن القول بآن الحزم المنحنية صوب أدنى الثلاجة (تعرف باسم Ogives) تنشأ من اختلاف سرعة الجليد فى النهر الجليدى، فالسرعة تزداد فى الوسط عنها فى الجانبين حيث تعرقل حركة الجليد احتكاكه بالحوائط الصخرية.

ظواهر أخرى فوق سطح الثلاجة:

تغطى سطح الثلاجة أثناء الشتاء طبقة من الثلج الحديث المتساقط تخفى أسفلها الشقوق فى سطح الجليد. أما فى الصيف فيظهر سطح جليد الثلاجة مكشوفا تبدو فيه الشقوق بوضوح، كما تكتنفه حافات جليدية يبرزها تضاغط كتل الجليد. وفى النهار يذوب سطح الجليد، وتتجمع المياه الذائبة فى برك قد تكون أحيانا فسيحة تشبه البحيرات، كما تتدفق المياه فى مجارى عميقة ما تلبث أن تنحدر بشدة عند حافة أول شق تصادفه فى هيئة شلال. وتعمل المياه المنحدرة على حفر ما يشبه البالوعة فى الجليد. وتسرع عملية الحفر حينما تسقط فى الحفرة صخرة تستقر على قاعها، ثم ما تلبث ان تدور (كالطاحونة أو الرحاية) نتيجة لتساقط المياه عليها من أعلى فتساعد فى نحر الحفرة. وقد يكون الشق من العمق بحيث يصل الى القاع الصخرى للنهر الجليدى. وفيه تحدث حينئذ نفس العملية فتنشأ فجوا ت مصقولة. وهناك عدد منها فيما يسمى

بالحديقة الجليدية Gletsher-Garten بلوسيرن - سويسرا. وقد تكونت هذه الحفر هناك أثناء العصر الجليدى. وظواهر البرك والبحيرات والمجارى فوق سطح جليد الثلاجة هى ظواهر نهارية، فعندما يحل الليل تعود المياه السطحية أو معظمها الى التجمد.

ثالثاً - ثلاجات حضيض المرتفعات

تتكون ثلاجات حضيض المرتفعات Piedmont glaciers حينما تتحرك ألسنة جليدية منفصلة فيما بين السلاسل الجبلية وتهبط الى السهول أو الاراضى الامامية Forelands حيث تنتشر هناك. وهى فى أبسط صورها لسان جليدى يمتد أمام نهاية واد جليدى، وتسمى حينئذ بالثلاجات الممتدة عند حضيض المرتفع expanded foot glacier. ويشيع وجود مثل هذه الألسنة الجليدية عند هامش ثلاجة فاتنا Vatna فى أيسلندا ، ومثلها لسان سكايدارا Skeidara عند جانبها الجنوبى.

ويطلق تعبير ثلاجة حضيض المرتفع Piedmont glacier علي اتحاد عدد من الاودية الجليدية المنفردة فوق أرض أمامية. ومثلها ثلاجة ويلسون Wilson فى فكتوريا لاند الجنوبية بقارة أنتاركتيكا، وثلاجة بيرنج Bering فى ألاسكا، وثلاجة فريدريكس هاب Fredredkshaab على الساحل الغربى لجرينلندا. وأشهر ثلاجات حضيض المرتفعات هى ثلاجة مالاسبينا Malaspina فى ألاسكا وهى تغطى مساحة تبلغ نحو ٣٩٠٠ كم٢.

ويغزر تساقط الثلوج فوق سلسلة سان إلياس الممتدة فى جنوب ألاسكا نتيجة لورود تيارات هوائية رطبة من فوق المحيط الاطلسى تقابل الحاجز الجبلى الذى يمتد موازيا للساحل، وينشأ عن ذلك تراكم الثلوج فى حقول فسيحة بين القمم الجبلية، التى تبلغ أقصى ارتفاع لها فى قمة لوجان Logan (٦٠٠٠م)، وتتحرك أربع ثلاجات نحو خليج ياكوتات تقوم بتموين ألسنة جليدية تنتشر فوق السهل الساحلى. ويصل إحداها الى البحر مكونا لجروف جليدية، وتختفى الثلاجات الثلاث الاخرى أسفل كتلة ركامية غير منتظمة الشكل.

وأسطح هذه الألسنة الجليدية منبسطة تماما وترتفع فوق منسوب البحر بنحو ٤٠م، ويبلغ سمك جليدها نحو ٣٠٠م. وقد انتشر الجليد انتشارا كبيرا لدرجة أن حركته قد أصبحت بطيئة للغاية، بل ان كثيراً من كتل الجليد الأمامية تبدو عديمة الحركة حتى أن الآشجار قد نمت فوق سطح الركامات العليا.

الجليد البلايوستوسينى
وخصائصه الرئيسية

تشغل أشكال التراكم الجليدى المتباينة، من غطاءات جليدية Ice-Sheets وقلنسوات جليدية Ice-Caps وثلاجات (أو أودية جليدية) Glaciers، نحو عشر مساحات اليابس فى وقتنا الحاضر. ويتمركز معظم الجليد الحالى فى الغطاء الجليدى العظيم الذى يغطى قارة أنتاركتيكا Antarctica، والذى يشغل مساحة تقدر بنحو ١٢,٥ مليون كيلو متر مربع، وفى غطاء جرينلندا الذى تناهز مساحته ١,٨٢ مليون كيلومتر مربع، وفى عديد من القلنسوات الجليدية والأودية الجليدية التى تكتنف هامات الجبال والمرتفعات الشاهقة، كالهيملايا، والروكى الشمالية، والألب، وهضبة النرويج، وأيسلندا الوسطى.

وفى أثناء عصر البلايوستوسين، الذى دام زهاء المليون سنة، تزايد اتساع وانتشار الجليد كثيرا. وفى أوج نموه، كان الجليد البلايوستوسينى يتوزع فوق ما يدانى ثلث (٣٠٪) من مساحة اليابس العالمى، ويضم مساحات فسيحة من الاراضى المنخفضة فى العروض المعتدلة فى نصف الكرة الشمالى.

وهناك اتفاق عام فى الرأى على أن أحدث أزمنة عمر الأرض، وهو الزمن الجيولوجى الرابع، قد شهدت تغيرات فى الجغرافيا الطبيعية لوجه الارض لم تشهدها أية فترة زمنية سالفة مماثلة له فى الطول. ويتضح صحة هذه المقوله، حينما نتصور ضخامة العمل الذى كانت تقوم به تلك الغطاءات الجليد ية العظيمة السمك والمترامية الاطراف فى التعرية والنقل والإرساب، وحينما نعتبر تأثيراتها غير المباشرة المتمثلة فى قدرتها على زحزحة النطاقات المناخية فى اتجاه دائرة الاستواء، وشمول فاعليتها لاراضى هوامش الجليد Periglacial تلك الاراضى الشاسعة المساحة التى كانت توجد حولها وتحيط بها ولكنها تخلو من الجليد، ثم حينما نتخيل مقدرتها فى إحداث الذبذبات المائية فى منسوب البحار العالمية بين انخفاض وارتفاع، والذبذبات التوازنية (الأيزوستاتية)، بالهبوط والارتفاع للمناطق من قشرة الارض التى غطاها الجليد ثم انصهر عنها وأخلاها.

ولن نعرض هنا أية تفصيلات علمية عن أسباب وتاريخ فترات جليد الزمن الرابع، لانها تخرج عن أهداف هذه الدراسة. ويكفينا هنا أن نذكر، أنه فى خلال الزمن الرابع، قد ثبت حدوث أربع أوخمس، وربما ست فترات جليدية Glacial Periods رئيسية، فصلت بينها فترات غير جليدية "Interglacial Periods تميزت كل منها بظروف مناخية مماثلة لظروف مناخ الحاضر، وربما أدفأ.

وفى خلال كل فترة من هذه الفترات الجليدية كانت تحدث ذبذبات كبيرة فى مواقع حدود الجليد. مثال ذلك الفترة الجليدية الاخيرة، التى تعرف فى مرتفعات الألب الاوربية باسم فورم Wuerm، وفى شمال أوربا باسم فايكسيل Weichsel ففيها أمكن تمييز حدوث تقدم اوانتشار للجليد ثلاث مرات (كل تقدم منها يسمى مرحلة جليدية Stadial) فصلت بينها مراحل غير جليدية Interstadial. وفى كل مرحلة غير جليدية منها كان ينصهر قدر عظيم من الجليد، فتتراجع حدوده من الهضاب والسهول الى أسافل الجبال.

ولا شك أن الفترات الجليد ية الأقدم من فورم تميزت هى الاخرى بتكرار حدوث تقدم وتراجع للجليد. وتعرف هذه الفترات فى جبال الالب من الاقدم الى الاحدث بأسماء : الدانوب Danube، جونز Guenz، ميندل Mindel، ريس Riss (وفى جهات أخرى بأسماء محلية خاصة). ولقد كان التقدم والتراجع المرحلى للجليد فى بعضها عظيما للغاية لدرجة حدت بالبعض (جودة ١٩٦٢) الى تقسيم فترة ريس الى ثلاث «فترات» متميزة، أعطى لها أرقاما خاصة : ريس ١، ريس ٢، ريس ٣.

ولهذه الذبذبات الجليدية أهمية قصوى من الوجهة الجيومورفولوجية. وذلك للاسباب الاتية :

أولاً : أن معظم الاشكال الأرضية الجليدية متعددة النشأة، بمعنى أنها نتاج عدَّة فترات من التشكيل بواسطة الجليد، كا أنها كانت من التعديل والتحوير بوقوعها تحت تأثير ظروف مناخ هوامش الجليد، ومناخ الفترات غير الجليدية. ولهذا فاننا حينما ندرس نشأة أى من الظواهر الجيومورفولوجية كالحلبات الجليدية مثلا، ينبغى أن نأخذ فى الاعتبار الأمور التالية :

١- أن الثلاجات المتباينة فى أحجامها قد شغلت تجاويف الحلبات الجليدية فى فترات مختلفة.

٢- وفى الفترات المعتدلة المناخ نسبيا، كانت تحل فى الحلبات شطوط ثلجية محل الثلاجات، وبالتالى تصبح الحلبات بمثابة تجاويف ومنخفضات يتناوب فيها تجمد المياه وانصهارها.

٣- وفى الفترات غير الجليدية (الدفيئة)، حين يختفى الجليد والثلج تماما، كانت جدران الحلبة تتعرض لتجوية الصقيع العادية بواسطة التغيرات الحرارية الجوية.

وبالمثل، فان ظاهرة أخرى كمجارى التصريف الجليدية Glacial Drainage Channels التى يشيع تفسير نشأتها على أنها نتاج انصهار جليد الفترة الباردة الأخيرة، لا شك أنها قد تطورت وتعدلت بواسطة الماء المنصهر من جليد الفترات الباردة السابقة.

ثانياً- فى كل فترة جليدية كانت الغطاءات الجليدية تتقدم الى حد معلوم يختلف عن حدود الغطاءات الجليدية التابعة لفترات جليدية سابقة. وفى بعض الحالات كانت غطاءات الجليد اللاحق(الاحدث) تنتشر وتتسع وتعبر حدود غطاءات الجليد السابق (الاقدم) وتتعداها بكثير، وبالتالى تؤثر تأثيرا بينا فى تعديل هيئة مظاهر وأشكال إرسابه. بينما يقصر غيرها دون بلوغ حدود الجليد السابق، وتبعا لذلك تبقى تكوينات الجليد السابق مكشوفة عارية، تتعرض للتعرية والنحت الشديد بواسطة مجارى الماء المنصهر من حواف الجليد ، أو تتأثر بمختلف أنماط التعرية والتجوية المرتبطة بمناخ مناطق هوامش الجليد Periglacial Climate.

ففى الهضبة السويسرية، على سبيل المثال، تبدو مخلفات جليد الفورم واضحة جلية فى أشكال رائعة من الركامات النهائية End-Moraine والدراملين Drumlin، والكام Kame، ومدرجات الكام، والإسكر Esker بينما تعرضت تكوينات جليد ريس ٢ المعروف هناك بالجليد الاعظم، والتى تنتشر بعيدا فى الشمال لعوامل التعرية والتجوية، فتآكلت وفقدت كثيرا من مظهرها المثالى. وبالمثل نرى حال مخلفات الجليد فى انجلترا، حيث تنقسم الى ما يسمى: (١) **التكوينات الجليدية الحديثة** Newer Drift، وهى التى تم إرسابها وتشكيلها أثناء الفترة الجليدية الاخيرة، وتحوى كل أشكال الإرساب الجليدى الآنفة الذكر فى حالة طيبة، لم تطمس معالمها بعد عوامل البلا والفناء، ثم (٢) **التكوينات الجليدية القديمة** Older Drift، وهى نتاج إرساب جليد فترات باردة أقدم، ظلت معرضة للتعرية والتجوية مدة طويلة، فتآكلت لدرجة يندر معها العثور على أشكال مثالية لها .

ثالثاً : يصح القول بأن النمط العام للتجليد كان يتكرر بحدوث كل فترة باردة وتقدم وانتشار جليدها، هذا على الرغم من الاختلاف فى التفاصيل الخاصة بتاريخ كل فترة جليدية، ففى مجال قارة اوربا، كان قسمها الشمالى فى أثناء كل فترة جليدية مركزا لغطاء جليدى ضخم، أعظم اتساعاً بكثير من الغطاء الجليدى الألبى (فوق مرتفعات الالب)، امتد امتدادا كبيرا نحو الجنوب والغرب والشرق. وفى بعض الفترات كان هذا الجليد الشمالى يتصل بجليد مرتفعات اسكتلندا وأيرلندا، فيتكون من ذلك كله غطاء فسيح يشمل الجزر البريطانية جميعها، وفى الجنوب وصل امتداد الجليد الشمالى الاسكندناوى الى هوامش مرتفعات ألمانيا الوسطى، وفى الشرق غطى الجليد كل القسم الشمالى من روسيا الى أواسط مرتفعات أورال.

وتعتبر أراضى شمال أوربا فى حد ذاتها منطقة نحت واكتساح للجليد، لهذا فهى لا تحوى من مخلفات الجليد سوى ركامات التراجع الخاصة بالفترة الجليدية الاخيرة، أى مخلفات أواخر العصر الجليدى.

ولهذا فان الابحاث الخاصة بتصنيف العصر الجليدى وتقسيمه الى فترات ومراحل فى شمال أوروبا، قد تمت فى المناطق التى كانت تتاخم الجليد البلايوستوسينى، حيث كان الغطاء الجليدى ينصهر، ويرسب ركاماته.

ولقد كان الإرساب الجليدى من الكثرة بحيث غطى سطح ما قبل الجليد تماما. وكمثال لضخامة الإرساب بواسطة الجليد قدر لامبلاف G.H. Lamplugh أن نحو عشر أراضى الجزر البريطانية يتعرض للطغيان البحرى والإغراق لو أزيلت من فوقها تكوينات الإرساب الجليدى، وأن سدس مساحة الجزر يكتسى بغطاء سميك جدا من تلك الرواسب، حتى أن سطح ما تحت الرواسب يعجز تماما عن التأثير فى شكل السطح الحالى.

وفى شمال أوربا أيضا أمكن تقسيم العصر الجليدى الى خمس فترات جليدية تعرف من الأقدم الى الاحدث بأسماء : باتلى Butley، ويبورن Weybourne(أمكن التعرف على تكويناتهما فى مكانين بشرق انجلترا يحملان هذين الإسمين)، إلستر Elster، سالى Saale، فايكسيل Weichsel. والفترات الثلاث الأخيرة اكتشفها بنك A.Penck (١٨٧٩) فى شمال ألمانيا. وأطلق عليها كايلهاك K. Keilhack (١٨٩٦-١٩١٧) أسماء ثلاثة انهار تجرى فى شمال ألمانيا. وتعاصر هذه الفترات الجليدية الشمالية الخمس نظائرها فى مرتفعات الألب، أى تعاصر على التوالى فترات : الدانوب، جونز، مينديل، ريس، فورم. وتفصل كل فترة منها عن زميلتها فترة غير جليدية أو دفيئة.

وقد توصلت أبحاث الجليد فى أمريكا الشمالية الى تقسيم العصر الجليدى الى أربع فترات جليدية كبيرة، تعاصر الفترات الجليدية الاربع الاخيرة فى كل من مرتفعات الالب، وشمال أوربا، وسميت من القديم الى الحديث على التوالى : فترة نبراسكا Nebraskan، فترة كانسان Kansan، فترة إلينوى Illinoian، ثم أخيراً فترة ويسكونسن Wisconsin

وقد أطلقت على الفترات غير الجليدية (الدفيئة) فى أمريكا الشمالية أسماء محددة منذ أن اكتشفت، وهى ميزة تتميز بها تلك الفترات فى أمريكاالشمالية عنها فى أوربا، وذلك من وجهة سهولة التعبير اللغوى، فتعبير سنجامون Sangamon يطلق على الفترة الدفيئة الأخيرة، وهى السابقة لفترة ويسكونسن الجليدية، ويطلق تعبير يارماوث Yarmouthعلى الفترة الدفيئة التى كانت تفصل بين فترتى إلينوى وكانسان Kansan الجليديتين. أم الفترة الدفيئة التى يطلق علها اسم أفتونيا Aftonian فتقع بين فترتى كانسان Kansan ونبراسكا Nebraskan.

التعرية الجليدية

إن أثر الجليد عظيم فى تشكيل البيئة الطبيعية، لا يدانيه فى ذلك أى نمط من أنماط قوى التعرية، وتتضح هذه الحقيقة حينما نقارن أشكال الأرض فى منطقة أصابها ويصيبها فعل الجليد، حيث يصل الفعل التحاتى للجليد مداه، بمنطقة لها نفس المساحة والارتفاع والتضرس ولكن سلمت من الفعل التحاتى للجليد.

وحتى أوائل هذا القرن كان فريق من الباحثين، ومنهم جارwood E.J Garwood (١٩١٠)، ما يزال يعتقد ان فعل الجليد يقتصر على القيام أساسا بدورالحماية للاشكال الأرضية التى يرتكز فوقها، وأن الاشكال الارضية المتميزة فى المرتفعات التى غطاها ويغطيها الجليد، ومنها جبال الألب، قد نشأت بفعل التعرية المائية النهرية. هذا الرأى قد توارى لأسباب عديدة سيرد ذكرها بعد قليل، ولم يعد يستند على واقع فى وقتنا الحالى.

ومن الممكن ان يضمحل فعل الجليد كثيرا فى حالات محدودة، حيث يكون الجليد عظيم السمك الى درجة غير عادية، وساكنا كما يحدث فى مجال مركز غطاء جليدى ضخم. لكن الأغلب الأعم أن يكون الفعل التحاتى للثلاجات بالغ الاثر، خصوصا فى المناطق الجبلية الممزقة حيث تتبع الثلاجات أودية الأنهار السابقة الوجود.

عمليات التعرية الجليدية

تشكل الثلاجات والغطاءات الجليدية ظواهر التعرية الخاصة بهاعن طريق فعل أربع عمليات رئيسية نشرحها فى السطور التالية، وسنرى أن اثنين منها لا يدخلان ضمن عمليات التعرية بالمعنى الضيق لمفهوم التعرية.

أ) إزالة غطاء التجوية:

كانت غالبية الاراضى التى أصابها فعل جليد الزمن الرابع مغطاة بغطاء سميك من الرواسب التى نتجت بفعل عمليات التجوية فى الصخور تحت تأثير ظروف مناخية دافئة ورطبة، سادت أثناء عصور الزمن الثالث كل الاراضى التى ندعوها حاليا بالاراضى المعتدلة. وقد تكرر نشوء مثل هذا الخطاء الرسوبى فى كل فترة دفيئة فصلت بين فترتين جليديتين.

ولعل أول عمل كان ينبغى على الثلاجات والغطاءات الجليدية أن تقوم به هو إزالة هذا الغطاء الرسوبى، قبل أ ن تستطيع غزو الصخر الموجود أسفله وتعريته. وكان من الميسور لها أن تقوم بهذا العمل، رغم ما يعلن أحيانا عن العثور على بقايا تكوينات فوق مناطق تقسيم المياه السابقة للجليد، فى بعض من الجبال التى أصابها فعل الجليد، كما فى مرتفعات اسكتلندا. ولا شك أن المواد التى فتتتها عمليات التجوية، والتى كانت تبلغ

سمكا يصل الى نحو عشرة أمتار فوق مساحات شاسعة، كانت تمثل اضافة ضخمة لفرشات الصلصال الجلاميدى العظيمة وغيرها من المواد المنقولة والتى ترسبت عند هوامش الجليد وبالقرب منها.

ب- البرى Abrasion :

هناك اتفاق عام على أن إحدى عمليات الجليد البالغة الاهمية تتمثل فى سحق الصخور وطحنها بواسطة الجليد المسلح بحطام الصخر المختلف الاحجام، ويمكن إطلاق تعبير البرى بواسطة الجليد Abrasion على هذه العملية الهدامة.

ويدل على صحة عملية البرى التى يقوم بها الجليد للأساس الصخرى عدة شواهد نذكر منها :

١- أسطح الصخر المصقولة التى نشاهدها بعد انحسار الجليد، تلك الأسطح التى نتجت عن احتكاك حبيبات الطمى الدقيقة التى توجد عادة ضمن رواسب أسفل الجليد (الركام السفلى) بأسطح الصخر الأصلى.

٢- الحزوز والثلوم و «الأخاديد» Furrows التى ينحتها الجليد المتحرك فى الصخور اللينة نسبيا كالأحجار الجيرية أو صخور الشيل، وقد يصل عمقها مترين وطولها بين ٥٠ – ١٠٠ متر.

٣- الخطوط الغائرةالدقيقة Striations التى نقشتها الأحجار والجلاميد الصخرية التى احتواها الجليد المتحرك فوق الصخر.

٤- مواد الصخر المطحونة «دقيق الصخر» Rock Flour التى تحملها مجارى المياه المنصهرة من ألسنة الجليد الممتدة من الثلاجات أو أنهار الجليد الحالية.

ورغم هذا فقد شكك بعض البحاث فى فاعلية عملية البرى. فلقد قيل، على سبيل المثال، أنه بسبب تغيرات هامة تحدث فى الحالة الطبيعية (الفيزيائية) للجليد تحت تأثير الضغط الشديد، فإن حمولة القاع لثلاجة (نهر جليدى) معينة لا تستطيع ان تتحرك بقدرة كافية تتمكن بواسطتها من إحداث تأثير واضح على الصخر الصلد الواقع أسفلها.

وإن مشاهدة الباحث كارول H.Carol (١٩٤٧) الذى توغل قرابة ٥٠ متراً أسفل سطح جليد ثلاجة أوبر جريندل فالد Ober Grindlwald فى سويسرا، لذات أهمية خاصة فى هذا المجال. فقد لاحظ كارول أنه حيثما يمر الجليد السفلى فوق الصخور الغنمية Roches Moutonnées، فإن سرعة الجليد تتضاعف على وجه التقريب، ذلك أنها تصبح ٧١,٨ سم فى اليوم الواحد، بينما تكون سرعة الجليد العلوى فى النهر الجليدى (الثلاجة) ٣٦,٨ سم فقط فى اليوم. ويبدو أن الجليد يتخذ نوعية لدنة لينة،

ولاحظ كارول أن الجليد السفلى هذا لم يكن حاملا لحصى وأحجار شديدة الالتحام به بدرجة تكفى لاحداث حزوز وثلوم فى منحدرات الصخور الغنمية الملساء المواجهة لاعالى النهر الجليدى.

وحينما نذكر تأثيرات عملية البرى بواسطة الجليد، ينبغى لناأن نتذكر باستمرار أن الصقل والحز والتخدد قد تكون جميعا عمليات ثانوية معدلة، تشكلت أصلا بطرق ووسائل أخرى. وكثير من الأسطح المصقولة التى تشاهد فى الأودية التى أصابها فعل الجليد ما هى إلا أسطح انفصال طبقى كاذبة، انكشفت وظهرت بعد إزالة الغطاءات الصخرية من فوقها بواسطة عمليات تعرية أخرى مختلفة. ويبدو أن عملية البرى بواسطة الجليد تكون ذات تأثيرتحاتى فعال فى الصخور الضعيفة، وتصبح قليلة الأهمية والفاعلية فى الصخورالصلدة المندمجة.

جـ) الاقتلاع Quarrying or Plucking:

من بين المميزات الظاهرة والشائعة الوجود فى الجهات التى أصابها فعل الجليد، كثرة الجروف الصخرية والمنحدرات التى تبدو ناتجة عن أسفنة الصخور، أو اقتلاع وازالة كتل صخرية كبيرة كانت تحيط بها الفواصل. وتوجد أمثال هذه الجروف والمنحدرات على نطاق واسع عند رؤوس الحلبات الجليدية Cirques، أو مصاحبة لدرجات رئيسية فى أرضية الوادى. كما توجد على نطاق ضيق فى جوانب الصخور الغنمية المواجهة لأدانى الأنهار الجليدية وعند قيعان وجوانب الأودية التى أصابها تأثير الجليد.

ويرى بعض البحاث، بل كثير منهم، إن الإقتلاع أكثرعمليات النحت أهمية وتأثيرا بواسطة الثلاجات، وهو المسئول أكثر من غيره فى نشوء ونمو الاشكال الارضية الجليدية المثالية وهى الحلبات الجليدية، والدرجات الصخرية Rock Steps، والاحواض الصخرية Rock Basins والصخورالغنمية (أو ظهور الخراف). وهذا الرأى مبنى على أساس نظرى من جهة، وأدلة وشواهد حقلية فعليه من جهة أخرى.

وقد أشار فلينت Flint الى أن عملية اقتلاع معظم أنواع الصخور بواسطة الجليد أسهل بكثير من تعريتها وإزالتها عن طريق عملية البرى. وفضلا عن ذلك فقد استطاع أن يثبت،من خلال دراسته لانماط الفواصل فى الصخور الغنمية، أن المواد الصخرية التى أزيلت من منحدرات الجانب الظليل (تجاه المصب) كان أكثر بكثير من المواد التى أزيلت من منحدرات الجانب المواجه لدفع الجليد (تجاه المنبع) كما تبين أن الأودية التى أصابها فعل الجليد تتسم بعمق الحت فى النطاقات التى تتميز صخورها بكثرة الفواصل وتقاربها مما يؤدى الى استجابتها وإذعانها لعملية الإقتلاع. ويشايع فلينت Flint الرأى

القائل بأن عملية الاقتلاع عموما (بالرغم من وجود استثناءات محلية) أقدر بكثير على تعرية الصخر من عملية البرى.

ورغم هذا فهناك عدد من المشكلات الصعبة تكتنف عملية الاقتلاع، وهذه سنحاول استكشافها حين الكلام عن الدرجات الصخرية Rock Steps، والحلبات الجليدية Cirques أما الان فسنعرض لبعض النقاط المناسبة لتوضيح عمل الإقتلاع بواسطة الجليد.

من الممكن أن تتأثر عملية الاقتلاع بطريق من الطريقين الآتيين :

١- فلقد يتجمد جليد الثلاجة فوق الصخر الصلد، وما دام الجليد يتحرك فإنه يقتلع كتلا تكون محاطة بالفواصل أو بخطوط ضعف أخرى.

٢- تسرب المياه من الفواصل ثم تجمدها، وما ينشأ عن التجمد من تمدد يؤدى الى أسفنة الكتل الصخرية (قطعها فى هيئة أسافين)، فتنزاح من مكانها وتتحرك مع الجليد الزاحف.

وينبغى هنا أن نشير إلى أنه يشك في إمكانية حدوث ذبذبات حرارية حول نقطة التجمد عند قاعدة جليد الثلاجة خاصة وأنه يصعب تداخل تأثيرات الغلاف الجوى فى الجليد ووصولها الى أسفله.

وقد حقق لويس Lewis (١٩٤٧) وجود بعض أسافين الصقيع أسفل جليد الثلاجات، وذلك بأن حفر نفقا أسفل جليد احدى ثلاجات النرويج، ووجد كثيراً من الشواهد التى تدل على حدوث التجمد والانصهار Freeze-Thaw، وذكر ان كل الادلة تشير الى فاعلية هذه العملية، وأنها المؤثرة فى تفكك الصخر أسفل جليد الثلاجة. ورغم هذا فان كيفية حدوث عملية التجمد والانصهار تظل غامضة.

ونحن لا نوافق بوى Boye (١٩٤٩) على رأيه القائل بأن تفكك الصخور فى قاع الوادى الجليدى قد حدث بفعل تجوية الصقيع فى فترة سابقة لحدوث الجليد والفترة الجليدية مباشرة، سادتها ظروف باردة جدا تشبه ظروف هامش الجليد Periglacial. فنحن نعلم أن معظم الثلاجات قد عمقت أوديتها بمقدار يصل الى بضع مئات من الامتار.

د) إنزياح الضغط (Pressure Release) Dilatation:

اتضحت أهمية انزياح الضغط كعامل مساعد للتعرية الجليدية، وخاصة لعملية الاقتلاع، منذ أواسط الخمسينات، حينما تمكن لويس Lewis (١٩٥٤) من وصف ما أسماه «إنفجار» Bursting up «طبقات» صخر النيس عقب انصهار الجليد الذى كان

يغطيها بسمك كبير، عندما تراجعت ثلاجة Svellnosbreein فى اقليم Jotunheim، وقال بأن بعض الفتات الصخرى الذى انفصل بهذه العملية من الخشونة والحدة بحيث يدل على أن اقتطاعه ينبغى أن يكون قد حدث عقب تراجع جليد الثلاجة.

وفى ذلك يقول لويس بأن صخور النيس كانت تقع تحت تأثير ضغط سمك من الجليد يبلغ آلافا من الامتار. وقد انزاح هذا الضغط بالتدريج نتيجة لتراجع الجليد. وتمكن صخر النيس من الحفاظ على اندماجه حتى انتهاء تراجع الجليد تماما، ثم بدأ فى التفجير بعد ذلك. ويرى لويس بأنه لو عاد الجليد التى التقدم مرة أخرى، لتمكن من ازالة واكتساح التكوينات السطحية المفككة من صخر النيس. والواقع أن تأثيرات انزياح الضغط بسبب الانصهار الجليدى تتضح على الخصوص عند جبهة الثلاجة، لكنه يرى أن أى إنقاص لسمك الجليد بالانصهار السطحى يترتب عليه انزياح للضغط، وبالتالى التأثير على صخورالأساس. ومثل هذا الانزياح الضغطى يحدث فى جوانب الصخور الغنمية (ظهور الخراف Roches Moutonées) والدرجات الصخرية المواجهة لأدانى النهر، فيضعف الصخر عن طريق ازدياد فتحات الشقوق والفواصل، التى بدورها تساعدعملية الاقتلاع الجليدى.

وقد وجدت آراء لويس Lewis تعضيدا وسندا من لينتون Linton (١٩٦٣)، الذى برهن على أن الوديان و «الاحواض» الجليدية العميقة تنشأ أصلا بفعل النحت الجليدى وحده، ثم يزداد بعد ذلك تأثير عملية الاقتلاع Quarrying التى تتضح فى تشكيل الدرجات الصخرية وأحواض الاقتلاع. وتنحصر المشكلة فى كيفية تفسير فعالية العملية عند قاعدة الجليد حيث الصخر الأصم، وحيث تكاد الذبذبات الحرارية تنعدم. وهنا يلتقى رأى لينتون مع فكر لويس فى أن انزياح الضغط عن صخر الاساس مهم فى تجزئته وتحطيمه على امتداد الشروخ والشقوق والفواصل. ذلك أن تعميق الوادى يعنى اكتساح كميات من الصخر، وبالتالى تخفيف الضغط على القاع الصخرى، وحتى حينما يحل الجليد محل الحطام الصخرى، فان الضغط يقل أيضا بنسبة الثلثين، لان كثافة الجليد ثلث كثافة الصخر على وجه التقريب. وتبعا لذلك فانه مهما كان سمك الجليد فى النهر الجليدى فان الضغط يخف على القاع، مما يسبب تمددا للصخر وتحطيمه. ويمكن لهذه العملية أن تستمر دائبة فى قيعان الأودية الجليدية مهما اشتد عمقها. وبها يمكن تفسير مسألة تواصل تعميق الوديان الجليدية.

أشكال التعرية الجليدية

الأودية الجليدية:

لا شك أن الأودية التى نراها اليوم فى المناطق التى أصابها فعل الجليد والتى تتخذ

شكل الحرف الإفرنجي U، كانت فى الأصل أودية أنهار مائية، ثم تعدل شكلها وتغير بفعل الجليد (أثناء عصر البلايوستوسين) مارس فيه فعله، فآخذ فى تعميق وتوسيع الوادى النهرى، كماعمل على أن يكون الوادى مستقيما، وذلك بنحت وتقطيع الالسنة الصخرية Spurs التى تحف به. معنى ذلك أن التحول فى شكل الوادى النهرى الأصلى يقتضى حدوث أمرين :

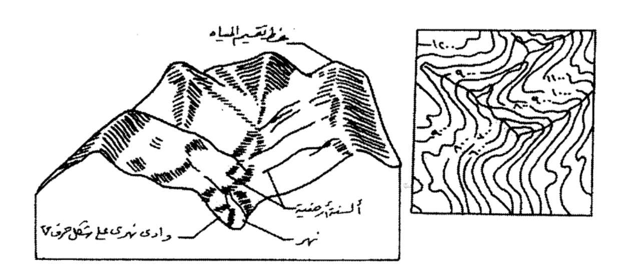
الأمر الأول : نحت جليدى رأسى يدل عليه وجود أحواض متُعمقة فى أجزاء من قاع الوادى، ودرجات صخرية فى أجزاء منه أخرى، إضافة إلى حمولة قاع ضخمة تظهر وتنكشف عند نهايته.

والأمر الثانى : نحت جليدى جانبى تشير إليه الصخور الغنمية فوق جوانب الوادى، إضافة إلى كميات عظيمة من الرواسب المكونة للركام الجانبى، والتى نشأ بعضها بفعل الصقيع فوق المنحدرات التى تعلو منسوب جليد الثلاجة.

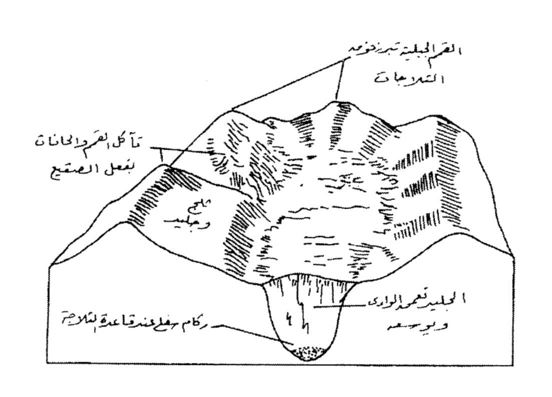
وحينما نتتبع الاشكال الثلاثة (٤١ أ، ب، جـ) يمكننا أن نتعرف بسهولة على طريقة تكوين الأودية الجليدية التى تبدو بشكل الحرف الافرنجى U. ويوضح الشكل (٤١أ) مظهر منطقة جبلية يجرى بها نهر مائى له روافد تأتيه من مناطق تقسيم المياه على جانبيه، وذلك قبل أن تتأثر المنطقة بفعل الجليد.

وحين غطى الجليد المنطقة (أثناء العصر الجليدى) بدأ يمارس فعله (٤١ب) فأخذ فى تعميق وتوسيع الوادى النهرى، كما أخذ فى العمل على أن يكون الوادى مستقيما وذلك بنحت وتقطيع الألسنة الجبلية Spurs التى تحف به، وتراجعت بالنحت والتجوية خطوط تقسيم المياه وتقطعت وتحولت الى حافات جبلية وقمم هرمية الشكل.

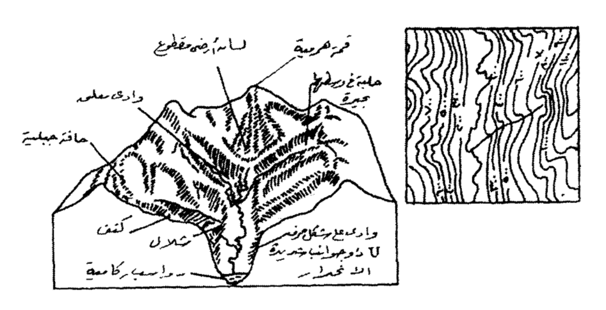
وحينما ذاب الجليد نهائيا، ظهرت تلك الاشكال بوضوح، فأنت ترى فى الشكل (٤١جـ) هيئة الوادى أشبه بحرف U، وهو يمثل القطاع العرضى المثالى للوادى الجليدى. فهو يبدو أشبه بحوض مستطيل قاعه منبسط وتحف به جوانب شديدة الانحدار. وفوق هوامش الوادى العليا من الجانبين نرى مصطبتين أو كتفين يقعان بينها وبين الحافات الجبلية الأعلى. وتهبط الروافد بانحدارات عادية فوق الاكتاف، لكنهاما تلبث ان تندفع عند هوامشها وتسقط بشلالات إلى قاع الوادى الرئيسى. وطبيعى أن يكون هناك تفاوت فى تفاصيل مثل هذه الأودية، مرده إلى طبيعة الصخور وتراكيبها فى المنطقة. والخصائص التى أوردناها هى للشكل المثالى الذى يمثله وادى لوتر برونين Lauterbrunen الشهير بسويسرا.



شكل (٤١ أ) منطقة جبلية تحوي أودية نهرية مائية قبل أن يصيبها فعل الجليد



شكل (٤١ ب) نفس المنطقة السابقة وقد غطاها الجليد



شكل (٤١ جـ) نفس المنطقة السابقة بعد أن انصهر الجليد

الخصائص الرئيسية للاودية الجبلية

أولاً: شدة العمق :

لعل أكثر الخصائص وضوحا في القطاع الطولي للوادي الجليدي ذلك الانحدار الشديد في قسمه الاعلى، الذي يفوق بكثير انحدار أعالي الوادي النهري المائي. وحينما نتخذ وادي أونتر آري Unter-Aare في الألب السويسرية مثالا لنهر جليدي نرى حائط الرأس أعلى الثلاجة على ارتفاع يناهز ٨٠٠ متر في مسافة لا تزيد على ثلاثة أرباع الكيلو متر، ثم يهبط مرة أخرى بنفس المعدل تقريبا أسفل الجزء العلوي من الجليد. أما الجزء الادنى من الوادي فيبدو منبسطا، وتصبح نسبة انحداره ١ : ١٥٠ في المتوسط. وهنا يبلغ سمك الجليد ذروته فيصل الى نحو ٥٠٠ متر. ومن الواضح ان جليد هذا النهر الجليدي قد تمكن من تعميق واديه بقدر يفوق كثيرا تعميق أي واد نهري جبلي بواسطة الماء الجاري.

واذا ما أجرينا نوعا من المقارنة بين أودية متشابهة الحجم في نفس المنطقة الجبلية السويسرية، بعضها تأثر بشدة بالنحت الجليدي، والبعض الاخر قل تأثره بها وازداد فيه فعل النحت المائي، لوجدنا أن الاولى أكثر عمقا بكثير من الثانية، بل ان فرق العمق يتراوح بين ٢٠٠-٣٥٠ متراً.

الفيوردات :

ويصح هنا أن نشير الى الفيوردات Fjords باعتبارها أحواضا أو وديانا جليدية. وهي ظاهرة تنفرد بها بعض السواحل الجبلية في غربي القارات في العروض العليا،

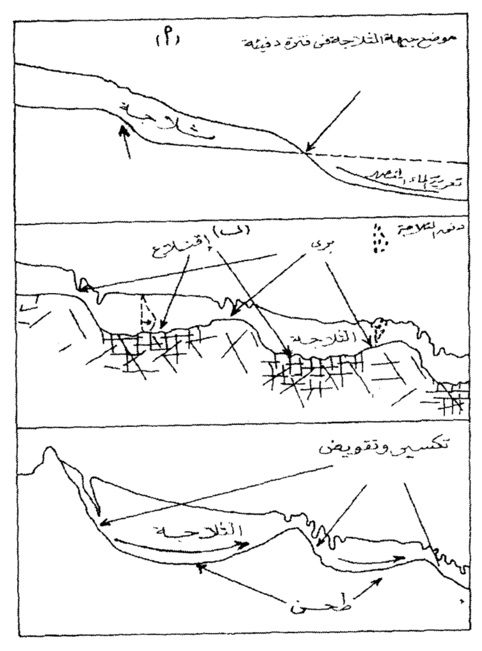
كسواحل النرويج وسواحل ألاسكا. وتبلغ الفيوردات أعماقاً عظيمة، ذلك أن فيورد سوجنى Sogne-Fjord ، الذى تقع قرب نهايته فى المحيط مدينة بيرجين Bergen النرويجية، يبلغ من العمق زهاء ١٣٥٠ مترا فى المتوسط، كما يصل عمق فيورد لين Lynn فى غرب ألاسكا نحو ٥٠ مترا. ولقد نعزو قدراً من عمق المياه فيه الى الإغراق بسبب إرتفاع منسوب المياه فى فترة ما بعد الجليد، وهذا القدر لا يتعدى ١٠٠ متر، معنى هذا ان الجليد قد تمكن من نحت الفيورد رأسيا وتعميقه بهذا القدر الذى لا يزيد على الالف متر.

ومعلوم ان المجارى المائية (الانهار) لا تستطيع أن تنحت الى ما دون مستوى القاعدة، بينما يتمكن الجليد من النحت أسفل منسوب البحر، فهو قد نحت فيوردات النرويج الى أعماق تزيد على ١٢٠٠ متر، ووصل تعميقه للفيورد لين الألاسكى الى عمق يزيد على ٧٠٠ متر أسفل منسوب البحر. ولما كانت كثافة جليد الأنهار الجليدية يبلغ نحو ٠,٩، فان جليدها الذى يبلغ سمكه مثلا ١٠٠٠ متر يستطيع أن يواصل نحته الرأسى فى قاع واديه، حتى ولو تم إغراقه لعمق ٩٠٠ متر. واذا أضفنا الى ذلك علو جوانب فيورد لين الشديد الانحدار والذى يبلغ ٧٠٠ متر فوق منسوب البحر الحالى، فان المحصلة النهائية للنحت الرأسى الجليدى فى الفيورد تبلغ أكثرمن ١٤٠٠ متر.

ثانياً - الدرجات الصخرية Rock-Steps فى الاودية الجليدية :

تتميز الأودية الجليدية بخصائص كثيرة مثل وجود أحواض صخرية قد تحتوى على مياه مكونة لبحيرات، أو قد تمتلئ بالرواسب الجليدية، أو المواد الجليدية المائية، كما تتميز بكثرة وجود قطوع انحدار، ودرجات صخرية، ولعل أهم هذه الخصائص تلك الدرجات الصخرية التى تتنوع فى أشكالها، لان بعضها قد تشكل بفعل التعرية الجليدية وحدها، وهذا النوع الشديد الانحدار الذى يبدو بهيئة جروف تقترب من الوضع الرأسى، بينما البعض الآخر قد تعدل بفعل النحت النهرى المائى.

وقد تعرض عدد من البحاث لتفسير نشأة هذه الدرجات الصخرية على القطاع الطولى للاودية الجليدية، وصاغوا لها نظريات يبدو القليل منها مقنعا. فقد رأى وليم موريس ديفيز، بناء على دراسته لامثالها فى وديان شمال ويلز، بأنها تماثل المساقط المائية على القطاع الطولى للمجرى المائى الشاب غير المتعادل. وهذا رأى لا يساعد بأى حال على تفسير وفهم العمليات المسئولة عن تكوين الدرجات. بل انه على العكس من ذلك يؤدى الى فهم يبعد عن الصواب، يوحى بامكانية ازالة الدرجات التى تنشأ بهذه الطريقة بواسطة التعرية الجليدية (كماتفعل المياه الجارية فى إزالة الشلالات).



شكل (٤٢) الطرق الممكنة لتكوين درجات الوادي

أ- حماية الجليد .

ب-الاقتلاع الجليدي المصحوب بالدفق الجليدي .

جـ الطحن والالتقاط المصحوب بالتزحلق .

ولقد يبدو مقبولا ان نفسر تكوينها بالتمايز فى عملية النحت الرأسى بواسطة الجليد أثناء تعميق قاع الوادى، فيزداد النحت فى الصخور الرخوة، وتبقى الصلبة المقاومة

ناتئة، وبالتدريج يزداد ظهورها ووضوحها وبالتالى تحديد معالم الدرجات.

وقد حاول جاروود Garwood (١٩١٠) تفسير نشأة الدرجات الصخرية فى الأودية الألبية عن طريق أعتبار كل درجة بمثابة الموضع الذى عنده توقف النحت الرأسى عند مخرج المجارى المائية من جبهات (نهايات) الثلاجات أثناء مراحل تراجعها، أى أثناء الفترات غير الجليدية، بعدها كانت المياه تشق طريقها وتعمق رأسياً. وتقابل النظرية كثيراً من الصعاب، لعل أهمها أن المجارى المائية القوية لا تتكون فجأة ومباشرة عند جبهة الثلاجة، وإنما تتكون لالتقاء وتوحيد عدد كبير من مجارى أسفل الجليد. وإذا كانت المجارى المائية قادرة على النحت والتعميق خارج جبهة الجليد، فانها بالتالى قادرة على النحت والتعميق أسفل الجليد أيضا. ومع هذا فقد تكون نظرية جاروود مفيدة فى تفسير الشكل الذى تتخذه بعض أجزاء الوادى الجليدى والذى يبدو فى هيئة الحرف V أوالرقم ٧. وقصارى القول أن درجات الأودية لا تتزامن ولا تتطابق مع حدود مواقع الجليد فى الفترات غير الجليدية، وانما ترتبط فى معظم الحالات بحزم من الصخور الصلدة المقاومة، أى أنها درجات تركيبية أو بنائية Structural. ولا شك أن هذه الحقيقة الأخيرة تضعف نظرية سولش Solch التى تقول بأن الدرجات الألبية ما هى الا نقاط (رؤوس) تجديد شباب نهرى سابقة للزمن الرابع، نشآت عن عمليات رفع للنطاق الجبلى الألبى فى أواخرالزمن الثالث.

وتتبنى كثير من النظريات الحديثة الخاصة بكيفية تكوين الدرجات على حقيقة إرتباط تلك الدرجات بصخور متفاوتة الصلابة والمقاومة. فيرى ماتثيس Matthes (١٩٣٠) من دراسته لأحد الأودية المتأثرة بفعل الجليد أ ن قاع الوادى قد تأثر بعملية الإقتلاع الجليدى لان صخوره كثيرةا لفواصل ومن ثم فهى ضعيفة، أما درجات الوادى فتتطابق مع مخارج الصخر الصلد المقاوم.

وهناك عامل مهم مساعد يتمثل فى طبيعة تحرك الجليد فى النهر الجليدى. ذلك أنه بتجمع الجليد وازدياد سمكه يضغط على القاع، حيث تزداد سرعته، فيزيد من فاعلية عملية الاقتلاع.

وقد آشار الى أهمية ضغط الجليد وازدياد سرعته ومن ثم مقدرته على الاقتلاع، الباحث شترايف بيكر Streiff-Becker، الذى قام بدراسات مكثفة فى منطقة حقل جليد كلاريدين Clariden Firn فى جبال الألب لمدة واحد وعشرين عاما. فقد تبين من القياسات الدقيقة التى قام بها لسرعات تحرك الجليد على سطح الثلاجة، أنها ليست كافية بأى حال لإزالة ونقل كل الثلج والجليد المتراكم فى منطقة حقل الثلج Névé Re-

gion. لهذا فقد استنتج هذا الباحث أن الجليد فى أعماق الثلاجة وعند قاعها يتحرك بسرعة أكبر من سرعته عند السطح.

أما فوق الدرجات الصخرية، فان حركة الجليد بالجاذبية تكون عادية. وهنا تتواجد السرعات القصوى عند سطح الثلاجة أو بالقرب منه. وتنفتح بسبب الحركة شقوق كبيرة ناتجة عن الشد الى عمق يصل الى بضع مئات من الامتار.

ويرى لويس Lewis (١٩٤٧) أن الدرجات الصخرية والصخور الغنمية Roches Moutonnées أشكال متماثلة الاصل والنشأة، وأن الاقتلاع Plucking أوالتقويض Supping فى الوجه المواجه لأدنى النهر يمثل العملية المهمة فى تكوين الدرجة. وفى ذلك يقول لويس من خلال أبحاثه فى ثلاجات النرويج، أن الصخور الغنمية والدرجات الصخرية التى يكثر وجودها على امتداد الثلاجات الضحلة تتحطم وتتقوض فى جوانبها المواجهة لأدنى النهر، وبهذه الطريقة يزال الكثيرمن الصخر من جوانب الثلاجة وقاعها. وقد تتسبب عمليتا الطحن والصقل فى تشكيل روابى وأكمات، لكن المواد المزالة بهذه الوسيلة تكون صغيرة، بالقياس بالكمية الضخمة من المواد التى تكتسحها عمليتا التجمد والذوبان والاقتلاع Freeze Thaw and Plucking.

وهنا ينبغى أن نشير الى كيفية حدوث التكسير والتحطيم الذى تحدثه عملية التجمد والذوبان فى وجه الدرجة الصخرية. وفى تفسير ذلك يقول لويس Lewis إن فعل الصقيع محتمل أسفل جليد الثلاجات الرقيقة، حيث تظهر الكسور الصخرية من خلال سطح الجليد، أو حيثما تتمكن الشقوق فى سطح الجليد من الوصول الى قاع الثلاجة. ومع هذا فإنه من الصعب ملاحظة عملية التحطيم الصقيعى للصخر أسفل الثلاجات السميكة. لكن تشير كل الدلائل الى عظم عملية التعرية حيث تتواجد الثلاجات السميكة الجليد.

ولقد تقدم لويس Lewis بحل مؤقت لتفسير هذه الظاهرة مؤداه : أنه بسبب انخفاض نقطة التجمد نتيجة للضغط الشديد الذى ينشئه الجليد ذو السمك الكبير، فان المياه المنصهرة تتخلل سمك الجليد وتنفذ الى أسفله، حيث تدخل الشقوق الموجودة فى الصخور فى حالة سائلة دون أن تتجمد، رغم أن درجة الحرارة تكون أقل من الصفر المئوى. وحينما تمر الثلاجة فوق درجات صخرية، يحدث انزياح للضغط، ومن ثم ترتفع نوعا درجة التجمد، ويترتب على ذلك تجمد المياه الباردة. لكن تأثيرالتجوية الصقيعية يكون حينئذ صغيرا جدا، لأن درجة حرارة المياه المتجمدة تكون أدنى من الصفر بقليل، فلا يحدث سوى تمدد طفيف للجليد فى شقوق الصخر.

ومن جهة أخرى فإن عملية انزياح الضغط يمكنها أن تنجز تأثيراً فعالا حتى فى الأعماق الكبيرة، لا تتمكن من إنجازه عملية التجوية بواسطة التجمد والذوبان. ولهذا

فإن رأى لويس القائل بان الدرجات الصخرية تنشأ عن تكسير الصخور المكونة لأوجهها ما يزال صحيحا. وقد فسر لويس تكوين الاحواض الصخرية التى غالبا ما تفصل بين الدرجات الصخرية، عن طريق البرى أو الطحن بواسطة توالى انزلاق الجليد.

ولعله من المناسب أن نختم هذه الدراسة للأودية الجليدية وما يصاحبها من ظاهرات، بالإشارة إلى تصنيف الاستاذ لينتون Linton لهذه الأودية. فقد قسمها إلى أربعة أنماط هى :

١- الأودية الألبية Alpine Troughs:

وهى الآحواض التى تتغذى حاليا، أو كانت تتغذى بالجليد عن طريق مناطق تجميع ثلج وجليد تحيط برأس الوادى الجليدى مباشرة. وقد تعدلت الروافد السابقة هنا، وتحولت الى سلسلة من الحلبات الجليدية Cirques المتقارية المتجمعة التى تبدو معلقة فوق الحوض الرئيسى. وتوجد أمثلة لها فى أعالى ثلاجة الراين والرون فى الألب وأيضا فى بعض أودية إقليم البحيرة Lake District ببريطانيا.

٢- الأودية الأيسلندية Icelandic Troughs :

وتوجد حيثما يتجمع الجليد فوق هضاب فسيحة، وينصرف جليدها عن طريق شلالات جليدية شديدة الإنحدار، إلى رؤوس الأودية التى تقطع هوامش الهضبة. ومثلها كثير من الأحواض الجليدية التى تغذيها أفرع القلنسوة الجليدية الأيسلندية.

٣- الأودية المركبة Composite Troughs :

وهى تلك التى تستخدم جزئيا بواسطة أودية نهريّة كانت موجودة قبل الجليد، إضافة الى مجارى جديدة أضافتها التعرية الجليدية. وترتبط نشأتها بعملية «كسر منطقة تقسيم المياه» بواسطة الجليد، ذلك أنه فى كثير من الكتل الأرضية المرتفعة، كان الجليد المتجمع أثناء عصر البلايوستوسين من الضخامة بحيث لا تتمكن الأودية الموجودة فعلا من تصريفه. ومن ثم يضطر الجليد المتجمع للعثور على منفذ له عبر نطاق تقسيم مياه مجاور مشكلا للسان جليدى فرعى. وينحت هذا اللسان الجليدى وأمثاله أحواضا، ويعمقها الى منسوب الوادى الرئيسى. ومن ثم ينشأ نطاق يحوى عددا من الأحواض بعضها، وهو الرئيسى، قديم، والبعض الآخر أحدث منه نشأ بفعل الجليد المتراكم.

٤-الأودية المتداخلة Intrusive Troughs:

وتوجد حيثما تمكنت الثلاجات من قطع أوديتها ضد الإنحدارات الأرضية السائدة في عصر ما قبل الجليد، وبالأخص حيثما كانت حركة الجليد تتجه من السهول نحو الأراضى المرتفعة.

٥-الأودية الفيوردية Fiords:

وتتصف بصفات نجدها فى الأنواع الثلاثة السالفة. وتتميز الفيوردات بالخصائص الآتية :

أ) إمكانية النشأة على طول خطوط ضعف فى قشرة الأرض، كنطاقات العيوب، ومناطق الإنكسارات، ومن ثم يظهر كثيرمنها متخذا الشكل المستطيل كفيوردات النرويج.

ب) الحفر والتشكيل بواسطة الجليد، الذى تمكن من النحر الى ما دون منسوب البحر المعاصر لفعله.

الأودية المعلقة

جرت العادة على إعتبار الأودية المعلقة Hanging Valleys شكلا أرضيا من صنع التعرية الجليدية وحدها، فهى ظاهرة تختص بها. والواقع أن الأودية المعلقة لا يقتصر وجودها فى الجبال التى أصابها ويصيبها فعل الجليد، فهى توجد أيضا حيثما يتمكن واد نهرى من تعميق مجراه كثيرا بالمقارنة بروافده، ويحدث ذلك حينما يجرى النهر الرئيسى متتبعا نطاق ضعف جيولوجى شديد. وقد فسر جاروود Garwood تكوين الأودية المعلقة فى جبال الألب كنتيجة لحماية الجليد لأودية الروافد النهرية الصغيرة، فى الوقت الذى يكون النهر الرئيسى خاليا من الجليد، فتنحر له المياه الجارية مجرى عميقا (شكل ٤٣ أ) لكن يبدو أن هذا التفسير الخاص بحماية الجليد وتأثيره الواقى لم يعد يلقى قبولا لدى الجيومورفولوجيين، مثله فى ذلك مثل درجات الوادى الجليدى.

والأودية المعلقة ظاهرة عادية ومُتوقَّع وجودها بكثرة فى المناطق التى أصابها فعل الجليد. ولا شك أن تحول الوادى من شكل الحرف V الى الشكل الحوضى U بواسطة التعميق أو التوسيع الجليدى أو بكليهما معا، يستلزم بتر المجارى الدنيا للاودية الرافدية (شكل ٤٣ب) ورغم أن وديان الروافد هذه تعانى من التعرية الجليدية، فان تلك التعرية لا تستطيع تعميقها بالقدر الذى يحفظ لقيعانها منسوباً يتفق مع منسوب قاع الوادى الرئيسى.

وهناك ثلاثة عوامل تؤثر فى زيادة الإختلاف فى المنسوب بين قاع الوادى الجليدى الرئيسى وقيعان روافده هى :

١- قُوى النحت الجليدى للثلاجات الكبيرة أعظم بكثير من قُوى نحت الثلاجات الصغيرة، فالأولى قادرة على ممارسة عملية جر وسحب احتكاكية كبيرة على صخور القاع، كما أنها تقوى على حمل حمولات ضخمة من المواد الركامية، التى تستخدمها فى عملية البرى والنحر، ومن ثم تتمكن من تعميق أوديتها بمعدلات أسرع بكثير من معدلات النحر التى تقوم بها الروافد الجليدية الصغيرة.

٢- ويختص العامل الثانى بحقيقة أن أسطح جليد الثلاجات الرافدية يكون متناسقا عند إلتقائها، فإذا ما حدث وكانت إحدى الثلاجات الرافدية الصغيرة عن غيرها فإن

قاعها (أى منسوب قاع الوادى الذى يتحرك عليه جليدها) ينبغى أن يكون مرتفع المنسوب. ذلك أنه من المؤكد أن سطح الثلاجة الصغيرة لا يمكمن أن يكون أدنى منسويا من منسوب الثلاجة الاكبر حجما. ويترتب على التقاء الروافد الجليدية بالنهر الجليدى الرئيسى توقف حركة جليد الروافد، بل لقد ينصرف بعض جليده الى تلك الروافد. وفى كلتا الحالتين يتوقف التعميق الجليدى فى الوادى الرافدى.

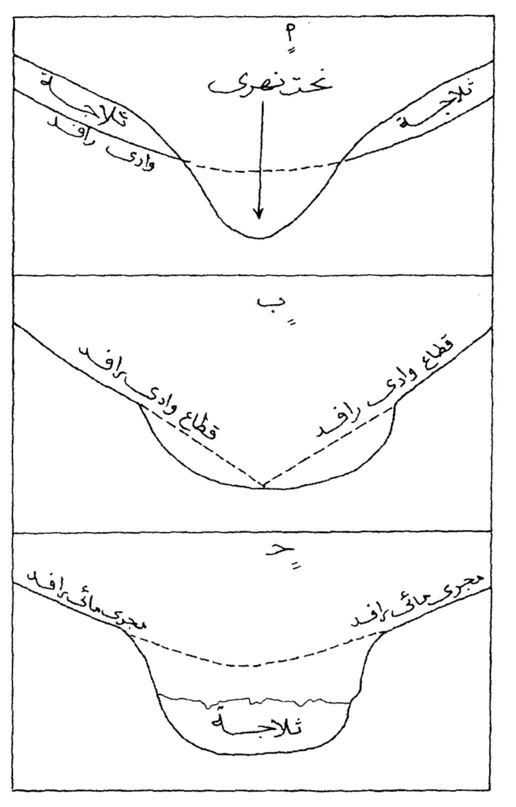
٣- أن الأودية الجليدية الكبيرة التى تتغذى بكميات ضخمةوفيرة من الثلوج التى تتحرك فيها بسرعات كبيرة، يمكنها الوصول نزلا الى وادى نهر رئيسى، يخترق مناطق دفيئة نوعا، تجرى فوقها روافد تخلو من الجليد، وتجرى بها مياه قليلة لاتقوى على النحر والتعميق إلا بقدر يسير، فتبقى قيعانها عالية «معلقة» فوق الوادى الرئيسى (شكل ٤٣جـ).

ونصادف هذه الحالة التى تبدو على طرفى نقيض مع نظرية «الحماية الجليدية لجاروود» على سبيل المثال فى اقليم فاليس Valais بسويسرا عند رأس فال دى رين Val d'Hérens، حيث تشغل ثلاجة فيربيكل Ferpécle واديا عميقا يخلو جانبه الشرقى من الجليد الذى تحل محله مجارى مائية صغيرة، تحز أوديتها الضحلة الضعيفة التحديد، وتستقى مياهها من مياه جليد ثلاجات حلبية صغيرة على الجانب الغربى من مرتفع دانت بلانش Dent Blanche .

الحلبات الجليدية

تبدو الحلبات الجليدية (Cirques بالفرنسية، و Corrie أو Coire بالجاليسية) فى شكل تجاويف مدرجة، وهى تعد أكثر الأشكال الارضية المميِّزة للتعرية الجليدية، فهى ظاهرة نموذجية لها، فلا نجد لها نظيرا خارج نطاق المرتفعات التى أصابها فعل الجليد، وهى فى ذلك تتميز على الأودية التى تتخذ شكل الحرف U وعلى الأودية المعلقة، التى، كما سبق أن ذكرنا، قد نجد لها نظراء خارج نطاق المناطق الجبلية التى سبق تجليدها. وهى أيضا أكثر الاشكال الارضية الجليدية النشأة التى احتدم النقاش فى كيفية نشأتها، وما تزال عمليات تكوين جدران رؤوسها وأحواضها الصخرية غير مفهومة.

ويتفق كثير من المؤلفين على أن الحلبات قد تكونت أصلا بواسطةعملية تعرية الإذابة الجليدية المحلية Nivation or Snow-Patch Erosion ففى بعض المواضع المحمية من الإشعاع الشمسى فوق السفوح المواجهة للشمال والشمال الشرقى، قد يتراكم الثلج فى بعض التجاويف الضحلة، وفى مجارى الجداول، بل وحتى فوق بعض أجزاء المنحدر حيثما يستطيع الاستقرار. وتقوم عملية التجوية بواسطة التجمد والذوبان Freeze Thaw، إضافة إلى نقل الرواسب المسحوقة بواسطة الماء المنصهر، يتكوين منخفض عميق مستدير، فيه يتجمع الثلج ويزداد سمكا باستمرار.



شكل (٤٣) تكوين الأودية المعلقة
أ) حماية الجليد. ب) توسيع الوادي
جـ) تعرية الجليد للوادي الرئيسي

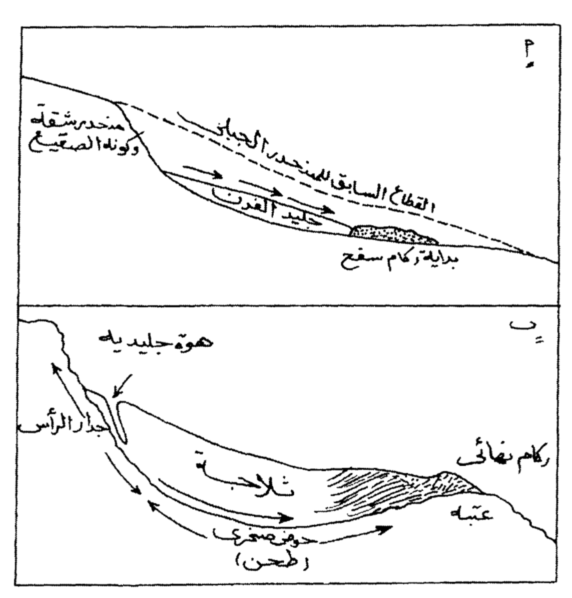
ويتبلور هذا الثلج، حينما يزيد عمره عن سنة كاملة، ويبقى فى موضعه فى المنخفض بسبب قلة فاعلية الانصهار الصيفى، ويتحول الى ثلج حبيبى يعرف باسم Firn بالألمانية، وباسم Névé بالفرنسية، ويتم ذلك بالإنصهار والتجمد، والضغط، والإندماج، وخروج الهواء من بين ثناياه، وقد قدر أن كل ٨م٣ من الثلج الحديث تلزم لتكوين متر مكعب واحد من جليد الفرن Firn-ice. وباستمرار وتواصل هذا التحول يحدث تعديل لطبيعة جليد الفيرن فيصبح لدنا، ومن ثم يبدأ فى التحرك نزلا.

وتحتاج تجاويف فعل التجمد والذوبان هذه Nivation Hollows الوصول إلى حجم وعمق كبيرين نوعا قبل المراحل النهائية لتكوين الثلاجة الحلبية Cirque Glacier وفى بعض الاحيان تبدو هذه التجاويف مماثلة للحلبات الحقيقية، اذ تتميز بجدران عند رأسها شديدة الانحدار، قد مزقها الصقيع، ذات علو يتراوح بين ٣٥ – ٧٠ متراً. وقد تنزلق المواد المتحللة عبر جليد الفيرن، وتتراكم عند أسفله مكونة لأكوام من ا لحطام تشبه الركام، أوما يمكن تسميته بركام سفح صغير (شكل ٤٤ أ). وتمكن رؤية تجاويف فعل التجمد والذوبان فى مراحلها النهائية مقتربة جداً من أشكال الحلبات الحقيقية فى أعالى منحدرات وادى الرون بسويسرا.

وليس هناك شك فى التحطيم بواسطة فعل الصقيع فى جدران رأس الحلبة يستمر فى أعقاب ظهور الثلاجة الحلبية. ومن الواضح أيضا أن تحلل واجهة الصخر يستمر أسفل مستوى الثلاجة، لأن جدران الحلبات المهجورة التى شقها فعل الصقيع قد تكون مرتفعة لبضع مئات من الأمتار، وتمتد عند أسافلها الى أرضية التجويف.

ولقد اقترح جونسون W.D. Johnson سنة ١٨٩٩ رأيامقبولا لكن مع التحفظ. ففى العادة نرى عند رأس كل ثلاجة حلبية شقا رئيسيا فى الجليد، يعرف فى الألمانية باسم بيرج شروند Bergschrund وبالعربية باسم الهوة الجليدية الذى قد يخترق الجليد الى عمق يصل الى ٥٠ مترا وأكثر، وقد يتمكن هذا الشق، الذى ينشأ عن قوى الشد حالما تنخلع الثلاجةعن جدار رأس الحلبة من الوصول إلى الصخر الذى يرتكز عليه الجليد فى بعض الأحيان. ويعتقد جونسون، ان تجوية التجمد والانصهار تنشط عند ذلك، وتؤدى الى اقتلاع كتل صخرية تندمج فى الجليد الذى يستخدمها كأداة سحق وكشط لأرضية الحلبة (شكل ٤٤ ب).

وكما قلنا فان نظرية جونسون مقبولة لكن بتحفظ. اذ أن عملية التجوية المذكورة لا يمكن أن تتم الا اذا وصلت الهوة الجليدية الى الصخر، ثم ان عمل التجوية فى هذه الحالة ينحصر فى مكان محدود جدا فى الصخر، وهذا خلاف ما يشاهد من تكسير يتم فى جميع أنحاء الحلبة.



شكل (٤٤) أ) تجاويف النحت الجليدي
ب) الحلبات الجليدية

وقد أشار بومان I.Bowman الى أهمية فعل عملية التقويض Sapping رغم وجود الهوة الجليدية. وقد تلقف لويس Lewis سنة ١٩٤٠ هذه الفكرة وشرحها بطريقة مقنعة مظهراً أثر أهمية الماء المنصهر وماء المطر الذى ينفذ خلف جليد الفيرن والثلاجة وأسفل منال الهوة الجليدية. وفى ذلك يقول بأن ماء المطر وماء ثلج أواخر الشتاء المنصهر ينصب هنا ويسيل هناك، ويجد طريقه أيضاً إلى أسفل جليد الثلاجات، ويتداخل فى الشقوق والفواصل التى تتخلل الصخور. وفى الليل وفى أثناء النوبات الباردة تتجمد المياه ويحدث تمدد الجليد ضغطا هائلا، يسبب كسر الصخور. ويتوقف مدى الضغط على درجة البرودة، وإذا ما كانت الحرارة منخفضة جدا، فإن الضغط الناتج عن تجمد

المياه قادر على تفجير قنبلة من الصلب. وبعدما يتكرر التجمد والانصهار تنفصل الكتل الصخرية المهشمة، وتكتسحهاالثلاجة معها، ولقد يساعد هذا الحطام الصخرى فى انتزاع الكتل الصخرية وضمها لحمولة الثلاجة.

ورغم ما تتصف به آراء لويس من وجاهة، فان هناك بعض الامور ما تزال غامضة، وبعض المشاكل بلا حلول. وأهم هذه المشاكل يتصل بالذبذبة الحرارية بين ارتفاع وانخفاض، فهذه ينبغى أن تكون كبيرة لكى تحول المياه الى جليد، والجليد الى مياه أسفل مئات الامتار من الجليد عند رأس الثلاجة الحلبية، وهذا بالطبع ما لا يمكن تصوره.

وقد تبين من المشاهدات التى سجلها باتيل Battle سنة ١٩٥١ أهمية هذه المشكلة. فقد قاس باتيل درجات الحرارة أثناء شهرى أغسطس وسبتمبر من عام ١٩٥١ فى هوة جليدية بمنطقة جليد «السيدة الشابة» Jungfraujoch بجبال الألب، فوجد أنها تتراوح بين صفر – ١ درجة مئوية، رغم أن درجات حرارة جو المنطقة تراوحت بين ١١,٥ درجة فوق الصفر المئوى و١٢ درجة تحت الصفر المئوى. وفى فصل الشتاء تراوحت حرارة الهوة الجليدية بين – ٢° و – ٤,٤° مئوية. وتبدو مثل هذه التغيرات الحرارية غير كافية لإحداث تكسير كثير فى الصخر، كما وأنها أقل تأثيرا من هذا فى الشق المعروف بالهوة الجانبية Randkluft المحصورة فيما بين جليد الفيرن وجدار الرأس.

وقد لاحظ لويس سنة ١٩٥٤ إمكانية التقويض الصخرى بواسطة عملية التجمد والانصهار فى الكهوف الموجودة فى صخور جدار الرأس بالحلبة الجليدية، خصوصاً اذاما كانت تلك الصخور كثيرة الشقوق والفواصل، ومنها الفواصل الناشئة عن تتابع عملية الضغط وانزياحه. وقد أيدت هذه النظرية بعض مشاهدات باتى Batty سنة ١٩٦٠ فى حلبات جليدية صغيرة بجبال الألب.

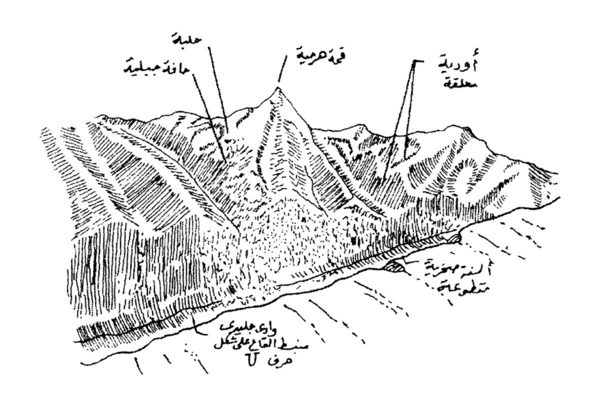
وتتمثل المشكلة الرئيسية الثانية فيما يخص الحلبات الجليدية، فى كيفية تكوين أحواضها الصّخرية والعتبات Sills التى تكتنفها. لا شك أن عملية النحت الرأسى مهمة فى هذا المجال، لكن آليتها ليست واضحة تماما. ومع هذا فيمكننا أن نتصور أن حركة الجليد تؤدى إما إلى اقتلاع الكتل الصخرية الغنية بالشقوق والفواصل و الى كشط وبرى مركز فى الصخر بمعاونة حمولة القاع المكونة من الكتل الركامية التى انتزعت من جدار رأس الحلبة الجليدية.

وتبقى مشكلة عدم تعرية العتبات Sills دون تفسير، ما لم نفترض تكوينها من صخر صلد متجانس يخلو من الفواصل والشقوق، وهذامحال. أما فى حالة الثلاجة

الحلبية الحقيقية، ونقصد بها التى تبقى فى مجال الحلبةلا تتعداها، فانه يمكن تفسير محدودية التعرية عند جبهتها، أى عند العتبة، بما يسمى «سطوح القص» -Shear planes، التى تمكن مشاهدتها فى مثل هذه الحالة. وتعمل هذه الاسطح الى جلب الحطام الصخرى المجروف بواسطة الجليد ورفعه الى السطح، فلا يتبقى من حمولة القاع سوى القليل الذى لايقوى على عملية النحت والبرى.

وتبقى نظرية الانزلاق المتناوب للثلاجات التى تقدم بها لويس W.V. Lewis وقد صاغها بالتناظر مع الإنزلاقات الأرضية، التى كثيرا ما تتبع سطوح قصّ منحنية، ويصاحبها انضغاط المواد ورفعها عند نهاية الانزلاق وقد أوحى القطاع العرضى المنحنى للحلبات، وسطوح القصّ التى شاهدها عند جبهات الثلاجات الحلبية فى منطقة جليد فاتنا يوكول VatnaJokull فى أيسلندا، والتى تنحنى صعدا بمقدار ٣٠ – ٣٥ درجة، أوحى هذا كله للويس بنفس الآلية لحركة الثلاجة.

وخلاصة القول أن لويس يرى أن عمليات التكسير والتقويض تهاجم جدار رأس الحلبة، بينما ينشأ الحوض الصخرى عن السحق والطحن بواسطة الجليد المنزلق بالتناوب.



شكل (٤٥) ظواهر النحت الجليدى

الإرساب الجليدي

إن الظواهر التى تنشأعن الإرساب الجليدى لا تقل أهمية وروعة عن تلك الظواهر التى تخلقها التعرية الجليدية. فقد غطى جليد الزمن الرابع كثيرا من الاراضى السهلة بسمك بلغ فى بعض الاحيان عدة مئات بل آلافا من الامتار.و فى النطاقات التى كان عندها يبدأ فى الانصهار، كان يرسب كميات هائلة من الحطام الصخرى لمختلف الاشكال والاحجام. وقد بلغ سمك هذه الرواسب التى غطت آلافا من الكيلومترات المربعة ما بين ٢٠ – ٧٠ مترا، بل ان السمك يتضاعف فى الوديان التى كانت موجودة قبل حلول الجليد.

ومع هذا فان الاشكال الارضية المرتبطة بالإرساب الجليدى ليست فى روعة ووضوح الاشكال الناجمةعن التعرية الجليدية مثل الوديان أو الاحواض العميقة، والحلبات الجليدية، والدرجات الصخرية، والقمم المسننة، والقرون المدببة التى نشاهدها فى المناطق الجبلية التى أصابها فعل الجليد. وعادة ما نرى سهول الإرساب الجليدى، تبدو لأول وهلة قليلة التضرس. ويرجع ذلك الى أن عمليات الإرساب الجليدى معقدة، كما أنها تهدم نفسها بنفسها، بمعنى أن ظاهرة إرساب يبنيها نوع من العمليات، قد تتعدل معالمها أو تنطمس بواسطة عملية أخرى.

وتتألف كثير من أراضى الإرساب الجليدى من خليط من الرواسب والاشكال، التى تتباين كثيرا فى مظاهرها. ورغم كثرة المحاولات لتصنيف الاشكال الارضية الناجمة عن الإرساب الجليدى، الى سهول الرواسب الجليدية Till-plains، والركامات النهائية End-moraines والمراوح الرسوبية الجليدية Outwash-Plains ، والكام Kames والإسكر Eskers ....، فان هذه الاشكال جزء من عدد عديد من الاشكال التى يصعب تقويمها وتحديد معالمها بدقة ووضوح.

عمليات الإرساب الجليدى

الإرساب الجليدى مزيج من عدة عمليات لا يمكن الفصل بينها فصلا تاما. ويمكن بادئ ذى بدء أن نقسم هذه العمليات الى نمطين :

١– الإرساب بواسطة الجليد ذاته.

٢– فعل الماء المنصهر فوق الثلاجات أو الغطاءات الجليدية، وفيما بين ثناياها وأسفلها، وعند هوامشها وفيما وراءها.

والواقع ان العمليتين متكاملتين، خصوصا أن الجليد لا يرسب الا اذا انصهر.

الإرساب بواسطة الجليد :

تستطيع كتل الجليد الضخمة تحريك حمولة كبيرة من المواد المهمشة، التى اشتقت أصلا من عمل تجوية الصقيع فى جوانب الوادى أو فى القمم المنعزلة المنفردة Nunataks التى تعلو سطح الجليد، والتى تكون معرضة لتغيرات الجو الحرارية، أو التى جهزتها عمليات البرى والاقتلاع من أرض ما تحت الجليد. ويتركزهذا الركام Moraine أحيانا على طول خطوط معلومة، مثال ذلك الركامات الجانبية والوسطى Lateral and Medial للوديان الجليدية، أو قد تتراكم بكميات ضخمة عند قاع الثلاجة أو الغطاء الجليدى حيث يتواجد مصدرها الرئيسى ، إضافة الى ما يرد الى القاع من خلال الشقوق النافذة فى كتل الجليدالى قاعه.

وعادة ما يزدحم القسم السفلى من الجليد «بالركام السفلى (الأرضى) Ground Moraine »، فاذا ماحدث الانصهار البطئ بسبب شدة الضغط، فان مكونات الركام تتحرر من الجليد، وتصل الى سطح القاع وتلتصق به أو تنغرز فيه. وبهذه الطريقة يتكون ركام سميك من الرواسب يدعى الركام الملتصق Lodgement till ويتميز مثل هذا الركام الرسوبى بثلاث صفات :

١-صفة التراكم غير الطباقى، كما أن الرواسب تكون غير متجانسة وغير مفروزة أو مصنفة.

٢- بناء خاص يتميز بأن معظم محاورأحجاره تتخذ اتجاها موازيا لاتجاه حركة الجليد.

٣- وجود تلال منخفضة تمتد بطول المجرى، وهى التى تعرف باسم دراملين Drum Lins.

وينصهر سطح الجليد بالقرب من هوامشه بالاشعاع الشمسى، وسقوط الامطار، وكتل الهواء الدافئة، وتلك عملية تعرف باسم الانصهار السطحى Ablation (عن اللاتينية وتعنى الإزالة Wegnahme =Taking away) وبالتالى يقل سمكه، ويظهر ما كان يحتويه من رواسب كثيرةعلى السطح، وهذه الرواسب تدعى باسم ركام الانصهار السطحى (أو العلوى)Ablation Moraine . وعندما يختفى الجليد بالانصهاركلية تترسب مواد هذا الركام، وتكون طبقة يتعرض نسيجها للاضطراب، وقد تجرف المياه المنصهرة مكوناتها الدقيقة، وبالتالى تصبح ذات خصائص تختلف عن خصائص الركام الملتصق Lodgement Moraine الذى ترتكز عليه، سواء فى محتواها من الرواسب أو فى شكلها.

ويتشكل الركام النهائى End-moraine عند نهاية النهر الجليدى وعند هوامش الغطاء الجليدى، حيث ينصهر الجليد بوصوله الى خط الثلج فيرسب ما يحتويه من حطام صخرى مختلف الاشكال والاحجام.

الإرساب بواسطة الماء المنصهر من الجليد :

تقوم مجارى المياه المنصهرة من الجليد بعمل كبير فى نقل الحطام الصخرى، وتصنيفه ثم إرسابه. وتكتسح مجارى فوق الجليد قرب نهايته وهوامشه المواد الصخرية التى كشفت عنها عملية الانصهار السطحى Ablation، وكذلك تنقل مجارى ما بين ثنايا الجليد ومجارى قاعه التى تتشكل بواسطة الماء المنصهر والمتسرب خلال الشقوق الجليدية، كميات كبيرة من الفتات الصخرى، إمامن مكان الى مكان آخر أسفل الجليد، أو الى نهاية الجليد وما بعدها.

وتحمل مجارى المياه المنصهرة التى تجرى منبثقة من قاعدة الجليد كميات كبيرة من الرواسب على النطاق الواقع أمام الجليد Pro-glacial Zone، حيث تلقيها وتنثرها فوق مساحة كبيرة. وعلى عكس رواسب الركامات الجليدية التى تتصف بالتراكم غير الطباقى ، نجد أن هذه الرواسب الجليدية المائية Fluvio-glacial جيدة التصنيف، كما تتصف بالطباقية. لكن طباقيتها قد تضطرب، وشكلها يتغير فيما بعد، حينما تتعرض المنطقة لغزو الجليد وتقدمه، فيجتاحها ويغير من معالمها، أو قد يصيبها فعل الصقيع حينما تسودهاظروف مناخ هوامش الجليد Periglacial. أما الركامات التى تنشأ وتنمو مستندة على هوامش الجليد، وهى التى تدعى بظواهر تلامس الجليد Ice Contact، فان شكلها لا شك يتأثر بالانهيار نتيجة لانصهار الجليد.

الأشكال الناشئة عن الإرساب الجليدى

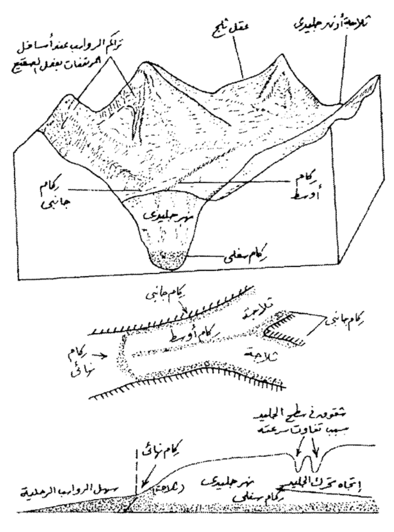
تقوم العمليات الآنفة الذكر بعملها فى الجهات المرتفعة وفى المناطق السهلية على حد سواء. ولهذا فانه لاضرورة للتفريق بين ظواهر الإرساب المميزة لكل منها، هذا على الرغم من من أن بعض الاشكال الارضية التى نجدهاعادة فى السهول والمناطق ذات التضاريس المتوسطة، مثل الكام Kame، ومدرجات الكام، والإسكر Esker ، ليست من خصائص معظم الأودية الجبلية. والسبب فى ذلك يرجع الى أن كثرة تساقط الثلوج والانحدارات الشديدة تعززمن قدرة النهر الجليدى على الحركة المستمرة، ومن ثم تعرقل تواجد الظروف المناسبة لركود الجليد وتوقفه، لتكوين ونمو تلك الأشكال.

وبالمثل، فهناك من الظواهر الإرسابية التى تختص بها الأودية الجبلية لا نجد لها نظيرا حقيقيا فى السهول. فظواهر مثل الركامات الوسطى والركامات الجانبية لا نجد لها مثيلا فى السهول التى أصابها فعل الجليد، ونقصد به جليد الغطاءات الجليدية وليس جليد الانهار الجليدية. فتلك أشكال أرضية مثالية للاودية الجليدية.

ولا شك أن السهول والهضاب هى التى تزخر بالكثيرمن ظواهر الإرساب الجليدى. ويمكن تقسيم هذه الظواهر إلى الأشكال الآتية :

الركامات السُفلي أو الأرضية Ground Moraine :

كما يفعل جليد ثلاجات وغطاءات جليد الحاضر، تمكن جليد الانهار والغطاءات الجليدية فى عصر البلايوستوسين أن ينقل ويكون ما نسميه بالركامات السفلى . ففى أثناء فترات تقدمه كان يكتسح المواد المجواه والموجودة بالفعل فى طريق سيره، إضافة إلى ما نحته وطحنه بنفسه أثناء تحركه فوق صخور الاراضى التى غطاها. وفى الثلاجات الجبلية كان يضاف الى مواد الركام السفلى، ما كان يتساقط من جوانب الأودية من الحطام الصخرى المجوى على سطح الجليد، ثم ينزلق خلال الشقوق الطولية والعرضية فى وسط الجليد، ويهبط خلالها ويصل الى القاع ويستقر عليه. ورواسب الركامات السفلى قليلة السمك نسبياً، ولا تظهر إلا حينما ينصهر الجليد ويتلاشى نهائياً (شكل ٤٦).



شكل (٤٦) ظواهر الارساب الجليدى

وتختلف خصائص الركامات السفلى اختلافا كبيراً من مكان لآخر، ذلك بسبب التباين فى مقدار مسافات النقل. فمواد الركام التى لم تعان من الحركة والنقل إلا مسافة قصيرة تكون خشنة كبيرة الحبيبات، زاوية (كثيرة الزوايا)، عكس مواد الركام التى تنقل لمسافات بعيدة، فتحتك ببعضها البعض وبالأرض ، فيصغر حجمها، وتتآكل زواياها، وتصقل.

وقد أجريت تحليلات ميكانيكية لمكونات رواسب الركامات السفلى الخاصة بالجليد الشمالى (الاسكندناوى) من الشمال الى الجنوب عبر سهول السويد، والدانمارك، وشمال ألمانيا، عززت تتبع هذه الخصائص حسب مسافات النقل قصرا أو طولا.

ففى السويد وجد أن نسبة حجم المواد الخشنة التى يزيد قطرها على ٢ ملم (نحو ٣٨٪) والباقى نحو (٦٢٪) من المواد الناعمة. وفى الدانمرك تبلغ نسبة المواد الخشنة نحو ٨٪ والناعمة ٩٢٪، وفى شمال ألمانيا تتضاءل نسبة المواد الخشنة الى أقل من ٤٪ وتزداد الناعمة لتبلغ أكثر من ٩٦٪. فكلما ازدادت مسافة النقل، كما رأينا، كلما صغرحجم الحبيبات، وازداد صقلها. وفى النهاية نرى معظم المواد المكونة للركامات السفلى وقد صغرت أحجامها واستدقت، وهنا وهناك تظهر بعض الكتل الصخرية وكأنهاتطفو فوق هذا الخضم من الرواسب الناعمة، تلك الكتل التى من بينها صخور ضالة (مرشدة) كبيرة الحكم Erratic Blocks.

وتختلف خصائص الركامات السفلى من مكان لآخر، كما أسلفنا ، بسبب مسافة النقل من جهة، ونوع المواد الصخرية التى يجرفها الجليد وينقلها من جهة أخرى. وهى لهذا السبب تسمى بأسماء مختلفة حسب مواضع دراستها. فيطلق عليها فى ألمانيا طفل جلاميدى Blocklehm، أو Geschiebemergel. كما يطلق عليها بالانجليزية رواسب التيل Till Deposits أو **الصلصال أو الطين الجلاميدى** Boulder-Clay وهى كما رأينا إرساب جليدى مباشر (ركامات سفلى) وأهم ظواهر الإرساب الجليدى، سواء من حيث المساحة التى تغطيها، أو من حيث عظم التأثير والتحوير فى أشكال سطح ما قبل الجليد. وتنشأ سهول الصلصال الجلاميدى وتنمو حيث تغطى صخور الاساس كتل ضخمة من الرواسب والحطام الصخرى غير الطباقى. وتتباين رواسب الصلصال الجلاميدى تباينا كبيراً فى تركيبها، ويعتمد هذا التباين على أصل النشأة ومقدار حركة الغطاء الجليدى وقوته ثم مدى مقاومة مكوناتها للطحن والسحق.

وتتألف الرواسب عادة من كتل غيرمتجانسة من حطام الصخور، والحصى، والحصباء، والرمال، والصلصال. لهذا فان استخدام مصطلح Boulder-Clay بالانجليزية ومصطلح Blocklehm بالألمانية لا يعبران تعبيرا صادقا ودقيقا عن

مكونات الرواسب رغم شيوع استعمالهما. وتختلف درجة تماسك والتحام كتل التيل أو الصلصال الجلاميدى، ومن ثم مقدار مقاومتها للتعرية اختلافا كبيرا. فالكتل التى تحتوى على أقل من ١٠٪ من حجمها من حبيبات الصلصال تكون فى العادة مفككة هشة سهلة التفتيت، أما الكتل التى تشمل نسبة أكبر من ذلك من الصلصال فانها تكون أكثر اندماجا وصلابة. وتكثر هذه الرواسب وتنتشر فى شمال ألمانيا على بعد يزيد عن الألف كيلو متر من مركز الغطاء الجليدى البلايوستوسينى الشمالى (الاسكنديناوى). ويتراوح سمكها ما بين ٣٠ - ٥٠ مترا، بل لقد يصل السمك فى بعض المواضع الى نحو ٨٠ مترا.

الركام النهائى Terminal or End-moraine :

وهو الذى يتكون عادة عند نهاية النهر الجليدى حيث ينصهر الجليد ويتحول الى مياه لاتقدر على نقل كل المواد التى جرفها ونقلها الجليد، فيترسب قسم منها فى هيئة تلال هلالية الشكل تقريبا. هذا ويعتمد تكوين الركام النهائى على توازن دقيق بين تقدم الثلاجة من ناحية ومدى ما يصيب هامشها من انصهار من ناحية أخرى، كى تظل جبهة الثلاجة متوقفة وفى حالة استقرار عند حد معلوم. واذا لم تتوفر هذه الشروط، فان الإرساب ينتشر فوق مساحة كبيرة، ولا تتكون بالتالى حافة إرسابية أو تل أو صف من الرُبى أو الأكمات الرسوبية أو أى مظهر ركامى إرسابى واضح بارز المعالم.

فإذا ما بقيت هوامش الجليد ثابتة مستقرة فى موضعها لفترة طويلة جدا من الزمن، فإن الركام النهائى ينمو ويعظم حجمه، ويرتفع الى مائتى متر أو ثلاثمائة متر، خاصة حينمايكون معين الرواسب التى يجلبها النهر الجليدى وفيرا. ويحدث ذلك عادة فى الأودية الجبلية، التى تتصف بالانحدارات الشديدة، ومن ثم التدفق السريع لمحتواها الجليدى، والنحت الجليدى الشديد المكثف الذى يجهز للنقل والدفع كميات ضخمة من الرواسب تصل الى جبهة (نهاية) النهر الجليدى (شكل ٤٦).

أما اذا تعرض جليد الثلاجة لأدوار تراجع، تفصل بينها مراحل توقف واستقرار، فان عددا من الركامات النهائية الصغيرة الحجم يتكون، كل منها يوازى الآخر تقريباً، ويمثل كل منها مرحلة التوقف والاستقرار أثناء التراجع العام، وتسمى تلك الركامات باسم ركامات ا لتراجع Recessional أوالركامات المرحلية Stadial .

ويحدث أحيانا أن يتقدم الجليد بعد توقف أو تراجع، وفى هذه الحالة يعبر الركامات النهائية الموجودة فعلا، ويطحنها ويحطمها، ويكتسح أجزاد منها، فيصغر حجمها، ويتضاءل إرتفاعها، وتسمى تلك الركامات حينئذ بركامات العبور، أو ركامات الدفع Push moraine.

وتنبغى ملاحظة أمرين هامين عند دراسة الركامات النهائية هما :

١- أنها معرضة للتعديل والتشكيل بل والتحطيم بواسطة سيول المياه المنصهرة من جبهة الجليد.

٢- أنها لا يمكن ان تتكون عند حافة الغطاءات الجليدية فوق السهول، أو حيثما اصطدمت بمنحدر صاعد، يتوقف عن الحركةتقريبا. وهذا يفسر غياب الركامات النهائية فى كثير من الاراضى السهلية التى أصابها فعل الجليد.

ويتباين شكل الركامات النهائية تباينا كبيرا، وذلك بسبب مدى مساهمة كل من الجليد والمياه فى إرسابها، كما يتوقف هذا الشكل على درجة تقطعها وتمزقها حين إرسابها أو فى فترات تالية. وحينما يكون إرساب الركام كلية بواسطة الجليد، فان شكله المثالى يكون حينئذ منحنيا، أو يبدو فى هيئة خط أو صف من التلال المنخفضة الهلالية الشكل، وهو بذلك يمثل الهامش المخصص للنهر الجليدى أو الغطاء الجليدى. ويتقطع هذا الصف الهلالى بطبيعة الحال ليسمح بإنفاذ مجارى المياه المنصهرة من قاع الجليد.

وغالبا ما يكون الركام منتظما متماثلا فى قطاعه العرضى، ما لم يؤد إرساب المواد التى تجلبها المجارى المائية الى تكوين مراوح رسوبية على جانبه الخارجى، عندئذ يصبح الركام غير منتظم ولا متماثل، ذلك أن جانبه المواجه للجليد يكون قصيرا شديد الانحدار، بينما يصبح جانبه المنحدر من قمته نحو الجهة المضادة طويلا هين الإنحدار. وينبغى أن نؤكد أن الركامات النهائية الحقيقية تتكون من مواد غير مصنفة وليست طباقية. ذلك أن التلال أو صفوف التلال الهلالية الشكل والتى تتصف بطباقية رواسبها وتدعى أيضا «ركامات نهائية» بسبب مواقعها فى النطاقات المتأثرة بالجليد، ليست فى الواقع من صنع الإرساب الجليدى، وانما هى فى أغلب الظن مكونةمن التقاء مراوح إرسابية أو دالات تكونت فى مياه مناقع عند هوامش الجليد.

التلال أو الكثبان الجليدية Drumlin :

التل الجليدى أو الدراملين (كلمة أيرلندية تختصر أحيانا الى درام Drum) شكل من أشكال الركامات السفلى (يدعى بالألمانية شيلدريكن Schildruecken) . وهو شكل مثالى من أشكال المناطق التى سبق أن أصابها فعل الجليد. وتبدو تلال الدراملين بهيئة حافات بيضاوية الشكل، متطاولة فى اتجاه حركة الجليد، وتتألف من مواد الركامات السفلى (أو الصلصال الجلاميدى) . وتظهر فى جماعات، بل أنها أحيانا تمثل المظهر العام الذى تبدو به البيئة الطبيعية Lanschaft .

ويتراوح امتداد التلال التى درسها كايل هاك Keilhack فى شمال ألمانيا بين ٣٠٠ - ٤٠٠ متر عرضا، وبين ٨٠٠ - ٢٦٠٠ متر طولا، فالنسبة بين العرض الى الطول

هی ١ : ٣,٧٥. كما يتراوح ارتفاعها فوق سطح الارض التی تزخر بها بين ٥ – ١٠ متر. وتتغطى التلال بمواد الصلصال الجلاميدی، وتظهر فی الخرائط الجيولوجيةكقباب وحافات طفلية(لومية) تفصل بينها منخفضات صغيرة. ويتألف قلب الدراملين من طبقات مضطربة من المواد التی أرسبها الماء المنصهر من الجليد. وقد احتوى حقل الدراملين الذی درسه كايل هاك على نحو ٣٠٠٠ تل. وبانتهائه تظهر تلال الإسكر (الأوز) بامتداداتها الطولية وتفرعاتها العديدة. وهناك حقول أخرى ممثالة فی شمال ألمانيا وبولندا، لكنها تتفاوت فی أحجامها وأبعادها فمنها الربوات الصغيرة التی لاتتعدى أبعادها بضعة أمتار، ومنها التلال الكبيرة، التی يبلغ طول كل منها زهاء كيلو متر و كيلو مترين، وارتفاع كل منها قد يصل الى ٧٠ مترا، وفی بعض الأحوال النادرة الى ١٠٠ متر.

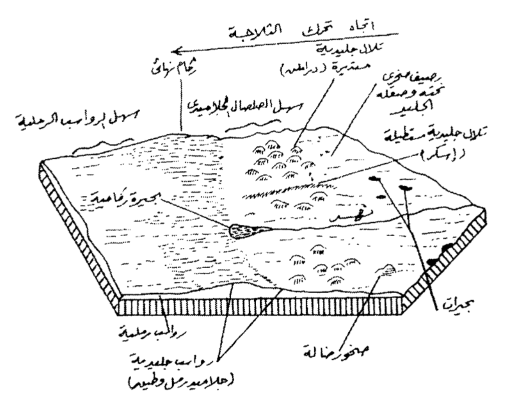
وتوجد تلال الدراملين بكثرة فی السهل الاوروبی الشمالی كما رأينا فی ألمانيا وبولندا، وفی شمال أيرلندا، وفوق الهضبة السويسرية، والفورلاند البافارية بجنوب ألمانيا، حيث تتواجد بين صفوف الركامات النهائية المتتالية. وهی فی معظم الأحوال تظهر بنمط متشابه متناسق تشبه فی مظهرها العام حشدا من البيض المتجاور. وتتسع مناطق توزع تلال الدراملين فی أمريكا الشمالية، ففی غربی نيويورك توجد منطقة واسعة تحتوى منها على أكثر من ١٠,٠٠٠ تل، كما يكثر وجودها فی ولاية ويسكونسين غربی بحيرة ميتشيجان.

ولقد عنى إيبرس E. Ebers فی سلسلة أبحاث (١٩٢٦ – ١٩٣٧)بدراسة تلال الدراملين، ووصفها فی مناطق توزيعها بألمانيا على النحو الاتی : الطول : فی العادة عدة مئات من الامتار، لكنه قد يتجاوز ٢ كم الى ٣ كم. العرض : فی معظم الاحوال نصف الطول، لكن يقل الى السدس، الارتفاع : من بضعة أمتار قليلة الى ٧٠ مترا، وفی أكثر الاحوال بين ١٠ الى ٢٠ مترا. ويتميز جانب التّل المواجه للجليد المتحرك بالأنحدار الشديد ، بينما يتصف الجانب الاخر بالانحدار الهين. والغريب ان الاحواض أو المنخفضات التی تفصل بين كل تل وآخر تبدو بهيئة التل طولا وعرضا، ولكن سلبا بطبيعة الحال.

وتتكون تلال الدراملين كما أسلفنا من ركامات سفلی، لكن بعضها يتألف قلبه أو نواته من كتل صخرية أخرى تغلف مواد الركام السفلی. ولقد تتألف هذه النوايات أحيانا من طبقات رسوبية من مواد ركامية تنتمی لجليد سابق أقدم.وقد تتركب هذه النوايات من حصى، لكنها تتألف أحيانا من أحجار بارزة من الاساس الصخرى للمنطقة. لهذا تسمى التلال بأسماء مختلفة منها : الدراملين السنامية أو الغنمية، الدراملين الصخرية، دراملين الركام السفلی.

وتتعدد الآراء فى نشأةالدراملين. فيرى إيبرس E. Ebers أنها أشكال بطول مجرى الجليد، صاغها الجليد المتحرك وشكلها أثناء سيره من مواد الركام السفلى. ويرى شيفر O. Schaefer (١٩٣٣) أنها كظاهرة «ظهور الخراف» تنشأ نتيجة للنحت والبرى والصقل بواسطة الجليد، ثم تتغطى بمواد الركام السفلى، وهذا ينطبق كما هو واضح على الدراملين الغنمية الشكل Roche moutonnée (Rundhoecker). ويتفق جمهرة الباحثين على أن تلال الدراملين تنشأ حينما كان الجليد فى أنشط حالاته من النحت والبرى والصقل (تكوين الصخور الغنمية)، وفى ذات الوقت فى أكثرمراحل التراكم والإرساب. وتبعا لذلك فان تكوين تلال الدراملين، مثل تشكيل ظهور الخراف (الصخور الغنمية)، لم يحدث فى مراحل تراجع الجليد وضعفه، بل أثناء عنفوان تحرك الجليد كظواهر أسفل الجليد(تحت الجليدية Supglacial Subglaziaer). ولا شك أن أكثر التلال استطالة تشير الى أكثر مواضع وأجزاء الجليد حركة وقوة.

ويبقى السؤال فيما إذا كان من الضرورى لتكوين تلال الدراملين، وجود نوايات بأى شكل ومن أى نوع مسبقاً، أم أن الجليد تمكن من إنشاء نوايات بنفسه بطريقة أو بأخرى، أم عن طريق النحت (كحالة ظهور الخراف) أو عن طريق تصنيف مواد الركامات السفلى (كتل صخرية كبيرة) أو بوسيلة الدفع والضغط والدمج.



شكل (٤٧) أشكال أرضية أنشأها فعل الجليد

الأشكال الناشئة عن إرساب ماء انصهار الجليد

يوجد عدد من الظاهرات التى تنشأ عن الإرساب بواسطة الماء المنصهر من الجليد Fluvio-glacial Deposition (مأخوذ عن التعبير الذى أطلقه بنك عليها وهو Fluer-vioglaziale Ablag erung) عند هوامش الغطاء الجليدى أو بالقرب منها. وأكثر هذه الظواهر وضوحا هى : الـ كام Kame، ومدرجات الكام Kame-terraces ثم الإسكر Esker أو الأوز Os، وسهول الإرساب الرملى أمام جبهة الجليد Outwash plain التى تعرف بالألمانية باسم **ساندر** Sander .

روابى الكـــام :

هى تلال تشبه في شكلها الروابى (شكل ٤٧، ٤٨) وتتألف من رواسب طباقية معظمها من الحصى أو الرمال أو من كليهما معا. وتختلف فى أبعادها، وفى شكل ودرجة طباقيتها، لأن كثيرا منها قد اضطربت خصائصه الأصلية بسبب ما أصابه من فعل الجليد والماء المنصهر منه فى فترات تالية. ويبدو أن روابى الكام قد نشأت بطرق متعددة ومتباينة أظهرها ما يلى :

١- تكون بعضها كمخروطات رسوبية أو دالات مروحية تشكلت نتيجة لعمليات إرساب فى بحيرات صغيرة متاخمة لجبهة الجليد، وتتألف الرواسب من مواد دقيقة نوعا جلبتها المجارى المائية الناشئة عن إنصهار سطح الجليد، وحملها للمفتتات الدقيقة، وإلقائها فى تلك البحيرات الصغيرة، حيث نمت مكونة لمايعرف باسم **دالات الكام** Kame Deltas.

٢- تكوين البعض الآخر نتيجة لامتلاء الشقوق Crevasses الواسعة فى سطح الجليد والتى تنفذ الى قاعه، بالرواسب الحصوية والرملية التى تحركها المياه المنصهرة على سطح جليد النهر الجليدى، ثم تلقى بها فى الشقوق الواسعة التى تكتنف سطح الجليد، وتصل الى القاع حيث تلتصق به، وتنمو مكونة لربى وقباب أو حافات، تظهر بعد انصهار الجليد.

ومما لا شك فيه أن زحف الجليد وتحركه يعدل من شكل هذ الظواهر بل لقد يحطمها أحيانا. ولهذا فان كثرة وجود قباب وربى ا لكام، وكذلك مدرجات الكام، والإسكر، يدل على توقف الجليد عن الحركة فترة طويلة، عند مواضع كثرة وجودها.

ويميز بيئة الكام الطبيعية وجود تجاويف ضحلة، يكثروجودها فى منطقة كيتيل Kettle فى جنوب ولاية ويسكونسن بالقرب من بحيرة ميتشيجان. وقد نشأ معظمها من إرساب المواد حول كتل جليدية منعزلة، اقتطعت من الغطاء الجليدى الرئيسى، ثم ذابت، وتركت كل منها حفرة أوتجويفا كانت تشغله .و تحتل البحيرات الصغيرة هذه التجاويف فى وقتنا الحالى. ويمكن مشاهدة مثل هذه الكتل الجليدية فى مواضعها فى جزيرتى أيسلندا وسبتسبيرجين.

وينتشر وجود تلال الكام فى سهول أمريكا الشمالية وشمال أوروبا، حيث تغطى مساحة تقدر بعديد من الكيلومترات المربعة. وقد أمكن تتبع نطاق من الكام فى لونج أيلاند غربيا الى ولاية ويسكونسين. وهى توجى فى شمال أوروبا موازية لتلال البلطيق. ويشيع وجود تلال الكام الحصوية بين مستنقعات السهل الاوسط بأيرلندا حيث تبدو هناك بشكل عقد من الربوات المموجة.

مدرجات الكام Kame-Terraccs :

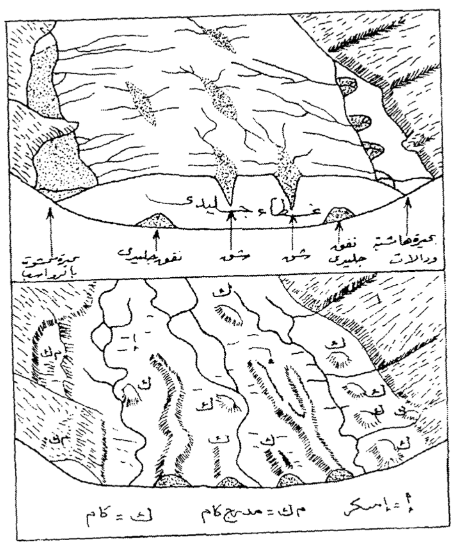
وهى فى الأصل إرسابات جليدية مائية أكثر اتصالا واستمراراً تراكمت ونمت على طول هوامش الجليد الجانبية. وترى فى بعض الاحيان ضيقة ومتقطعة، وذلك حيثما برزت ألسنة صخرية من جوانب الوادى داخل الجليد، فتفصل أجزاء الدرجة عن بعضها، أو حيث حدث تقطع لاحق لسبب أو لآخر، لكنها تبدو متصلة فى بعض الاحيان الاخرى على امتداد مسافة طويلة. ففى وديان سويسرا الجليدية تمتد مدرجات الكام لبضع مئات من الامتار طولا، وبضع عشرات من الامتار عرضا. ويتباين انحدار سفح الكام الامامى المواجه للجليد، ولقد يصل الى عرض ٢٠ درجة وأكثر، خاصة حيثما قلت عمليات الإنزلاق فى فترة ما بعد الجليد (شكل ٤٧، ٤٨).

وقد أرسبت مواد بعض مدرجات الكام بواسطة مجارى مائية كانت تجرى متتبعة هوامش الجليد الجانبية، وكانت ترفدها وتنتهى اليها مجارى أخرى عرضية تأتيها من سطح الجليد من جهة، ومن منحدرات جوانب النهر الجليدى الخالية من الجليد (فوق مستوى جليده) من جهة أخرى. وتتصف هذه الدرجات بانحدارها الطولى الذى يساعد فى تصور أحوال التصريف الجليدى فيما مضى من الزمن. وهناك من درجات الكام ما يبدو أفقيا، وهى ناشئة عن التقاء واتحاد دلتاوات تكونت فى بحيرات ضيقة على امتداد هوامش النهر الجليدى الجانبية.

وتظهر فى كثير من الجهات التى أصابها فعل الجليد، كوادى الرويس فى سويسرا، صفوف من مدرجات الكام، على ارتفاعات مختلفة – متتالية. وهى توضح حدود توقف الجليد المتعاقبة أثناء أواخر العصر الجليدى، وبالتالى فهى بمثابة شواهد وأدلة ممتازة لتحديد المراحل الرئيسية لانحسار الجليد الخاص بالمنطقة.

إسكر Esker :

يطلق هذا الاسم على تل يبدو بشكل حافة طويلة ضيقة يمتد بشكل متعرج أو فى هيئة حنيات تشبه الأفعى، وقد يظهر منفردا أو يتفرع الى فرعين أو أكثر أو تكون له «روافد». ويتركب تل الإسكر من الحصى والرمال التى تبدو طباقيتها أفقية فى مركز



شكل (٤٨) تكوين الحطام ومدرجات الكام والاسكر

التل، لكنها تميل كثيرا نحو هامشى القطاع العرضى. وتتمثل تلال الإسكر أحسن تمثيل فى الجهات السهلية، وعلى طول الوديان. لكنها قد تتواجد أيضا على جوانب المنحدرات، وصعدا الى مناطق تقسيم المياه عادة عن طريق ثغرات الحلبات الجليدية.

وتلال الإسكر شائعة الوجود فى أيرلندا حيث تسمى هناك باسم أيسكير Eiscir، ومنها اشتقت التسمية الانجليزية إسكر Esker. ويمتد أيسكير ريادا Eiscir Riada عبر أيرلندا من مشارف دبلين Dublin الى اقليم جالواى Galway، ويتقطع أحيانا ثم يختفى بالقرب من أتجلون Atglone بسبب تأثرها بتعرية نهر شانون Shannon. ويكثر وجودها أيضا فى فنلندا وبروسيا الشرقية الألمانية (قسمت عقب الحرب العالمية الثانية بين روسيا وبولندا) والسويد حيث تعرف باسم سويدى هو أوز Os (وجمعها Oser) وتنتشر هناك بين البحيرات والمستنقعات. وتنتثر فى بقاع سويسرا وألمانيا وفى أجزاء من شمال انجلترا واسكتلندا (شكل ٤٧ – ٤٨).

وتنشأ تلال الإسكر بعدد من الطرق أهمها ما يلى :

الطريقة الأولى :

وهى التى يأخذ بها معظم البحاث، أنها إرسابات مجارى جليدية، تكونت عند هوامش الجليد أو أسفله، ويرتبط إرسابها وتكوينها بجليد متوقف عن الحركة، مثلها فى ذلك مثل تلال الكام ومدرجات الكام. ففى الوقت الذى كان فيه يحدث تراجع الجليد، كان تكوين مجارى المياه المنصهرة نشيطا وعلى أشده. وكانت تلك المجاى تحمل كميات كبيرة من الرواسب، خصوصا تحت تأثير الضغط الهيدروستاتى، وعند مخارجها من الجليد تعاق حركتها اذا ما قابلت نطاقا من البحيرات والمناقع وأكوامامن الرواسب، وما أكثر هذا وذاك أمام جبهة الجليد المتدفقة المستقرة، ومن ثم تلقى بحمولتها. وهكذا حتى ينسد الطريق أمام المجارى، فيحدث الإطماء فيها صعدا نحو أعاليها، فتمتلئ الأنفاق التى تجرى بها المياه أسفل الجليد، مكونة لتلال إسكر تظهر حينما يتم انصهار الجليد من فوقها.

الطريقة الثانية :

أن بعض تلال الإسكر تمثل التقاء سلاسل من الدالات، تكونت ونمت بنفس أسلوب تشكيل الكام عند هوامش غطاء جليدى آخذ فى التراجع المستمر. وهنا تجد حافات تلال الإسكر حماية بالمياه المنصهرة التى تغمرها، لا بالجليد الذى يعلوها كما فى طريقة التكوين الاولى.

الطريقة الثالثة :

تنشأ بعض حافات الإسكر نتيجة امتلاء شقوق طولية فى جليد الثلاجة ينفذ الى قاعها بالرواسب التى ترد اليها من سطح الجليد مع الماء المنصهر. ويزداد حجم حافات الإسكر وطولها كلما كانت الشقوق كبيرة واسعة، ويحدث ذلك خاصة اذاما وقع الجليد المتوقف عن الحركة تحت تأثير شد بسبب بروز حافات صخرية من قاع الثلاجة.

الطريقة الرابعة :

وهى طريقة تكوين مدرجات الكام التى يرتبط بها تكوين حافة اسكر، وذلك بانصراف مجرى مائى أسفل الجليد من الهامش الجانبى للجليد الى داخل الجليد ذاته مرسبا لما يحمله من مواد، وبالتالى يكون هذا المجرى سببا فى تكوين الإسكر ومدرج الكام كليهما.

سهول الإرساب المائى الجليدى Outwash Plains (Sander) :

تلى فى موقعها صفوف تلال الركامات النهائية التى تحدد معالم هوامش الجليد،

سهول فسيحة تغطيها المواد والمفتتات الصخرية التى حملتها وجرفتها المياه المنصهرة من الجليد ونشرتها فوقها. وتبدو هذه الصورة واضحة مع عملية الحمل والإرساب بواسطة الماء المنصهر من جليد ثلاجات أيسلندا فى وقتنا الحاضر، وأمثالها ثلاجة فاتنا يوكول Vatnajokull وثلاجة كالفافيلزدالور Kalfafellsdalur. وتنحدر المياه المنصهرة من هذه الثلاجات بشدة حاملة معها كميات ضخمة من الرواسب يعينها على نقلها شدة انحدار الثلاجة، الى أن تلتقى بالاراضى المنبسطة، فتنشر حمولتها من الرواسب التى تتألف من الحصى أو الرمال. وتسمى هذه الإرسابات بالانجليزية Out-wash Plains، ولكن الألمان يستخدمون لها التعبير الأيسلندى Sander.

ولاتوجد سهول الساندر التى ترجع فى تكوينها وعمرها لفترات جليد البلايوستوسين بحالة جيدة. ذلك أن الإنصهار السطحى من جليد الثلاجةوالذى يستمر ذائباً طوال فترات أواخر الجليد، فينشئ مجارى مائية تعمل دائما على حفر وتقطيع سهول الإرساب الجليدى المائى. وكلما أخذت المياه المنصهرة من الجليد فى النقصان بسبب تناقص حجم الجليد لقرب انتهاء ظروف مناخ الجليد، وقلة المواد التى ترد الى المجارى المائية، كلما نشطت قدرة تلك المجارى فى عمليات الحفر الرأسى لالتقاط الفتات الصخرى الذى يكون حمولتها المناسبة.

وتتمثل هذه الاحوال تمثيلا نموذجيا فى أودية سويسرا التى أصابها فعل الجليد، وما تزال تستقى مياهها من جليد أعاليها المنصهر، مثل ثلاجة أليتش، وثلاجة الرون، وثلاجة الرويس، وثلاجة المورتاراتش. ذلك أن قيعان أوديتها تمتلئ برواسب الساندر والركامات، إضافة الى ما يرد الى تلك القيعان من مواد تجوية جوانب الأودية. وقد نحرت مياه الجليد المنصهر فى كل من تلك الرواسب عديدا من المدرجات النهرية الرائعة، التى تنتمى كل مجموعة منها لفترة من فترات الجليد البلايوستوسينى. تلك المدرجات الجليدية المائية Fluvio-glacial - terraces التى سبق أن ميزها العالمان الكبيران بنك وبروكنر Penck and Brueckner فى أودية الهضبة البافارية الغربية، خاصة فى وادى إلر Iller، وليش Lech.

وتمثل هذه المدرجات النهرية الحصوية، التى أرسبت فى الأصل بواسطة الماء المنصهر من الجليد، فترات الإرساب الجليدى المهمة التى ارتبطت بفترات الجليد الاربع المشهورة جونز Guenz، وميندل Mindel، ورِيس Riss، وفورم Wuerm التى غطى جليد كل منها مرتفعات الالب. وتشتهر هذه المدرجات بأسماء تقليدية أطلقها عليها العالمان الجليلان بنك وبروكنر من الأقدم (الاعلى) نحو الأحدث (الاسفل) هى :

١ – أعلا المدرجات وهو الاقدم، ويمثل فترة جليد جونز، ويسمى ديكين شوطر القديم (Old) Aeltere Deckenschotter.

٢ – الذى يليه علوا وقدما، يمثل فترة جليد ميندل، ويسمى ديكين شوطر الحديثة (Jun-ger) Juengere Deckenschotter .

٣– مدرج فترة ريس الجليدية ويسمى المدرج العلوى Hoch (High) Terrasse.

٤ – مدرج فترة فورم الجليدية، ويسمى المدرج السفلى Nieder (Low) Terrasse

ومن الواضع أن ظهور هذه المدرجات وبقاء خصائصها، إنما يرجع الى عمليات حفر المجارى المائية ونحرها لأوديتها خلال الرواسب إبان فترات الدفء (الفترات غير الجليدية) فيما بين فترات الجليد البلايوستوسينى.

الفصـــل الخـــامس

جيومورفولوجية
الأراضي المحيطة بالجليد

جيومورفولوجية

الأراضى المحيطة بالجليد

تقدر مساحة الأراضى التى تتأثر بمناخ قطبى فى وقتنا الحاضر بنحو خمس مساحة يابس الكرة الارضية. ولايمكن اعتبار هذا النوع المناخى جليديا، فهو لا يغذى نشأة غطاءات جليدية أو تكوين أنهار جليدية، ولكنه يتميز بفترات طويلة من تكوين الصقيع أثناء أشهر الشتاء، وفى بعض الاحيان تتساقط ثلوج كثيرة. ويتسع انتشار هذه الظروف المناخية القطبية فى نصف الكرة الشمالى، حيث ترتبط بتوزيع التندرا فى ألاسكا وشمال كندا، وفى أجزاء من شمال أوروبا كمناطق اللاب Lapland، وفى مساحات شاسعة من سيبيريا، التى تمثل زهاء نصف المساحة الكلية لاتحاد الجمهوريات السوفيتى السابق، والتى تتميز بالاراضى السفلى الدائمة التجمد.

ولقدكان من بين أهم نتائج نمو وانتشار الغطاءات الجليدية القارية أثناء الفترات الجليدية بالزمن الرابع انتقال أو تزحزح النطاقات المناخية تجاه دائرة الإستواء. ومن ثم فإن الاحوال المناخية التى هى الآن مثالية لنطاقات العروض العليا، تزحزحت أثناء عصر البلايوستوسين جنوباً، وأثرت فى أجزاء من أمريكا الشمالية والجزر البريطانية وأوروبا وآسيا، تنعم الآن بظروف مناخية معتدلة. ولقد كانت تلك الاجزاء حينذاك تعانى من عمليات تجويةوتعرية نشطة للغاية كالتى تدأب فى عملها فى الجهات القطبية الشمالية فى وقتنا الحالى. وحدث تعديل، نتيجة لذلك، فى كثير من الأشكال الأرضية التى احتوتها البيئات الطبيعية فى جنوب بريطانيا وشمال فرنسا وشمال ألمانيا وجنوب روسيا كأمثلة للأراضى التى لم يغطها الجليد ويجثم فوقها.

ولقد بقيت آثار فعل هذه الاحوال المناخية القارصة البرودة فى هذه الاراضى المعتدلة المناخ فى وقتنا الحالى، خاصة آثار ومخلفات فترة جليد الفورم، لانها آخر فترة جليدية وأحدثها، ولأن عمليات مناخ فترة مابعد الجليد التى ابتدأت منذ نحو عشرة آلاف سنة، لم تستطع إزالة تلك الاثار والمخلفات، ولم تتمكن من طمس معالمها.

وقد اصطلح على استخدام تعبير Periglacial (بالألمانية Periglazial) للدلالة على عمليات التعرية التى تمارس فعلها فى مثل هذا المناخ البارد غير الجليدى. والكلمة تتكون من مقطعين أحدهما إغريقى وهو Peri ومعناه حول، والثانى لاتينى Glacies أى الجليد. والمعنى الحرفى للكلمة هو «حول الجليد Around the Ice». والتعبير يحمل فى طياته بعض التضليل، ذلك أن بعض الاراضى قد عانت من برد قارص أثناء العصر الجليدى، مثل بعض الكتل الهضبية والجبلية العالية فى عروض دنيا نسبيا، رغم

أنها كانت تقع بعيداعن نطاقات هوامش الغطاءات الجليدية القارية. ومثل هذا يقال عن كثير من الأصقاع التى يسودهامناخ بارد فى وقتنا الحاضر مثل سيبيريا.

ويستخدم تعبير Periglacial فى كثير من الاحيان بمعنى مناخى وليس بالدلالة الجيومورفولوجية. وتبدو الصعوبة هنا فى إمكانية تنوع النظم المناخية التى تناسب عمليات هوامش الجليد Periglacial processes المثالية. فهى تنشط فى الاراضى التى يسودها المناخ «القطبى البحرى» والمعروف «بالنوع الأيسلندى»، الذى يتصف بالتساقط الغزير، والذى يهطل كثلج شتوى فى معظمه، والذى فيه تبدو درجات الحرارة معتدلة نسبيا، ذلك أن المتوسط السنوى لها يزيد فى العادة على درجة الصفر المئوى. كما تنشط نفس العمليات فى الاراضى التى يشيع فيها المناخ «القطبى القارى» الذى يعرف «بالنوع السيبيرى» الذى يناقض النوع السابق فى أن التساقط فيه قليل، ويسقط فى الصيف على هيئة مطر. كما وأن التطرف الحرارى على أشده، فهو عظيم. ذلك أن درجات حرارة الشتاء تهبط الى ما دون الصفر المئوى بنحو ٦٠ درجة مئوية. وفى الصيف تسود أحوال معتدلة نسبيا، فالمتوسط الحرارى لشهر يوليو يزيد عادة على درجة التجمد. ومصطلح هامش الجليد Periglacial له استخدامات ثلاثة كما أوضحنا نلخصها فى الاتى :

١- استخدام مساحى محض، ليعنى المناطق المجاوة للغطاءات الجليدية والثلاجات.

٢- استخدام مناخى، ليدل على المناخ شبه القطبى، الذى يقع تحت تأثير الغطاءات الجليدية المجاورة.

٣- استخدام مناخى مورفولوجى، ليشير الى العمليات المورفولوجية التى تتم بتأثير الصقيع الأرضى.

وأهم الظاهرات المورفولوجية فى هذه المناطق هى : التربات المتجمدة والإنسياب الارضى. وهى ظواهر توجد الان فى المناطق شبه القطبية والجبال العالية، وكانت لها أهمية كبيرة فى وسط أوروبا أثناء العصر الجليدى، كما سنشير الى ذلك تفصيلا فيما بعد.

وهناك أدلة متعددة تثبت حدوث تغيرات واضحة فى أحوال المناخ زمنيا ومكانيا فى المناطق المحيطة بالجليد أثناء الزمن الرابع. ومثال ذلك أراضى شمال ألمانيا وبولندا وجنوب روسيا وشمال فرنسا وجنوب شرق انجلترا، التى تأثرت جميعا بمناخ بارد وشبه جاف أثناء فترات الجليد، ومنها فترة فورم التى فى أواخرها تحسن المناخ نوعا فى فترة قصيرة، نسميها مرحلة دفء، فيهاكانت الحرارة تزيد على ٥ درجة مئوية، وفى الشتاء كانت الثلوج الغزيرة تتساقط. ولا شك أن التنوع المناخى كان ملحوظا بالاتجاه فى أوروبا من الغرب، حيث يتضح تأثير المحيط فى بريطانيا وشمال فرنسا وشمال ألمانيا،

نحو الشرق، حيث يضمحل ويتلاشى تأثيره فى شمال بولندا وجنوب روسيا، فتشتد البرودة ويعظم الجفاف.

وعلى الرغم من التنوع المناخى الذى نجده فى مختلف المناطق التى سادها مناخ هوامش الجليد تبعا للموقع الجغرافى بالقرب من البحر أو بالبعد عنه، فانه من الممكن تمييزعدد من الخصائص العامة التى تتصف بهامناخات الاراضى المحيطة بالجليد، وهذه نجملها فيما يلى :

الصفة الأولى :

وهى الأوضح والأهم، هى برودة الشتاء، التى غالبا ما تكون قارسة، وتكون درجات الحرارة فى العادة دون درجة التجمد. وفى هذا الموسم تتجمد التربة، كماتتحول كل المياه السطحية الى صقيع، ومن ثم تتوقف عمليات التجوية، والتعرية، وتصير الى موات.

والخاصية الثانية :

هى اعتدال الصيف نسبيا، سواء كان طويلا أو قصيراً، تبعا لدائرة العرض، وحسب الموقع قريبامن البحر (مناخ بحرى) أو بعيدا عنه (مناخ قارى). وفى الصيف لا يحدث الصقيع حتى بالليل، كما أن التربة السطحية تكون غير متجمدة، ذلك أن صقيعها ينصهر. وقد تجرى المياه فى مجارى، وتقوم بعمل نحاتى. كما تمارس عمليات تحرك المواد فوق المنحدرات نشاطها كزحف للتربة، والإنسياب، لكن هذا النشاط يضعف فى أواخر الصيف حينما يتمكن الدفء من تجفيف التربة.

والميزة الثالثة :

وهى مهمة للغاية فى الوصف التعميمى لخصائص مناخ الناطق المحيطة بالجليد، أن فصلى الإنتقال، وهما الربيع والخريف، يتميزان على فصلى الشتاء والصيف، بالنشاط الجم من وجهة النظر الجيومورفولوجية.

ويرجع ذلك الى ثلاثة أسباب نوجزها فيما يلى :

١- أن التربة فى فصلى الربيع والخريف لا يدوم تجمدها كما هى الحال فى الشتاء، ولا يستمر عدم تجمدها كما هى فى الصيف، وانما يتعاقب تجمدها وإنصهارصقيعها مع تعاقب الليل والنهار، وتتكرر هذه الدورة يوميا Diurnal Freeze-thaw، وهى الدورة البالغة الاهمية فى إحداث التفكك الميكانيكى للصخور. وتعرف عملية إحداث هذا التفكك بتجوية الصقيع Frost Weathering، وهى من أكثر العمليات نشاطا وشيوعا فى الاراضى المحيطة بالجليد، وتعرف أحيانا باسم «الكسر بالتجمد Congelifraction».

٢- وفى نهاية فصل الشتاء، حينما تصبح التربة نصف دائمة التجمد، حيث ينصهر جليدها جزئيا، تكون مبتلة بالمياه المنصهرة ومشبعة تماما بها. وبسبب هذه الوفرة فى المياه، التى تعمل حينئذ كمادة تشحيم، أو تكون بمثابة «تزييت» لمكونات التربة، فان مواد التربة أو الرواسب المجواه تتحرك فوق السفوح تجاه أسافلها حتى لو كانت تلك السفوح هينة الانحدار نسبيا. وتلك هى عملية الإنسياب الارضى Solifluxion، وهى العملية الثانية الشائعة الحدوث فى مناخ هوامش الجليد Periglacial Climate ويبدو أن فعل هذه العملية موقوت قصير الأمد، قد يتوقف فعلها حالما تنتهى كل ثلوج الشتاء، أو حينما ينصهر كل جليد التربة، لكن آثارها بعيدة المدى بسبب سرعة تحرك التربة بواسطتها.

٣- وفى المناطق التى يكثر فيها تراكم الثلوج شتاء، يتميز فصل انصهار تلك الثلوج، وهو الربيع، بكثرة المياه التى تتمكن من تشبيع الطبقة العليا من الاراضى بالمياه إضافة الى وجود فائض يكفى لتكوين عدد كثيرمن المجارى المائية السطحية، التى قد تجرى متدفقة فى هيئة سيول جارفة، تستطيع القيام بدور نقل المفتتات الصخرية التى نشأت عن تجوية الصقيع، كما تتمكن فى وقت قصير من حفر مجاريها رأسيا وجانبيا.

هذا وينبغى أن نؤكد أن عمليات التجوية والتعرية فى مناطق هوامش الجليد تكون أنشط وأبلغ أثرا فى ظل المناخ البحرى. ذلك أن الفصول الانتقالية هنا تكون أطول منها فى المناطق القارية الداخلية، كما ويكثر تساقط الثلوج فى المناخ البحرى عنه فى المناخ القارى شتاء، وهى التى تؤازر النشاط السريع للمياه المنصهرة ولعمليات الانسياب الارضى.

التجمد الدائم وتأثيراته

تعتبر ظاهرة التجمد الدائم للتربة والتربة السفلى أهم ظواهر الاراضى المحيطة بالجليد. وتسمى هذه الظاهرة بأسماء عدة منها : بيرجيلى سول Pergelisol وهو تعبير مأخوذ من اللاتينية، Per = خلال، Gelare = يتجمد ، Solum = تربة أو أرض، وتعبير Perennial tjaele نرويجى سويدى يعنى «الارض المتجمدة» والكلمة الألمانية المركبة Dauerfrostboden ومعناها الارض الدائمة التجمد. لكن الإسم الأشهر والأكثر استعمالا هو Permafrost، والشق الأول مأخوذ من اللاتينية Permanere والمعنى واضح وهو «التجمد الدائم».

وتتباين الطبقة الدائمة التجمد كثيرا فى طبيعتها وفى سمكها. وذلك يتوقف على طبيعة المناخ السائد، وعلى الظروف المورفولوجية والهيدرولوجية. ففى المناطق التى تتميز صخورها بكثرة الفواصل والشقوق، تتسرب المياه باطنيا بسهولة ودون عائق،

ومن ثم لا يبقى منها فى التربة سوى كمية صغيرة، ولهذا يقل التجمد الدائم، فلا يصاحبه سوى تكوين جليد قليل. وحيثما احتفظ الصخر بكمية كبيرة من المياه، كما هى الحال أسفل بطون الوديان أو فى الصخور القادرة على الاحتفاظ بالمياه، فان التجمد الدائم يكون عظيما، فيكثر تكون الجليد إما فى هيئة عدسات جليدية، أو فى شكل حبيبيات أو أسافين، أو يكون طبقة أوغشاء رقيقا، وما الى ذلك من الأشكال.

ويتوقف مدى عمق التجمد الدائم فى التربةعلى عدد من العوامل. لكن يمكن القول بصفة عامة أن التجمد الدائم يبلغ أقصى عمق له تحت تأثير الظروف المناخية القارية، نظراً لشدة قسوة الظروف المناخية الشتوية حين تنخفض الحرارة انخفاضا كبيرا، ولافتقار تلك المناطق الى غطاء ثلجى، الذى حين يتواجد يكون طبقة عازلة تحمى التربة أسفلها من البرودة والانخفاض الكبير فى درجات الحرارة. أما فى ظروف المناخ البحرى، فان تجمد التربة الدائم لا يحدث الا بصورة متقطعة غير مستمرة، ويقتصر فى العادة على السفوح الظليلة وبطون الاودية. وكثيرا ما ينصهر جليد التربة كلية أثناء فترة قد تمتد الى نحو ثلاثة أشهر، لهذا يستخدم تعبير «التجمد السنوى» annual tjaele فى تلك الجهات بدلا من التجمد الدائم.

وتدل الابحاث على أن تكوين التجمد الدائم فى تربة منطقة ما يتم حينما تهبط درجة الحرارة الى ما دون الصفر بنحو درجتين الى اربع درجات بصفة مستمرة، ويبلغ التجمد عمقا كبيرا، وتكون الطبقة المتجمدة عظيمة السمك كلما انخفضت درجات الحرارة عن ذلك كثيرا.

ويبلغ عمق التجمد الدائم فى وقتنا الحاضر فى أراضى شمال سيبيريا وألاسكا نحو ٣٠٠ متر، بل لقد أعلن عن عمق للتجمد الدائم بلغ أكثر من ٩٠٠ متر فى باطن وادى إنديجيركا Indigirka بسيبيريا. وعلى الرغم من أن أراضى العروض الوسطى المعتدلة فى وقتنا الحاضر قد تعرضت للتجمد الدائم أثناء العصر الجليدى، فان تقدير عمقه فى التربة غير معروف، لصعوبة الاستدلال عليه، ذلك أن فعله لم يترك آثارا باقية الى وقتنا الحالى.

وليس للتجمد الدائم أهمية فى مجال التجوية المباشرة للصخر، ذلك لأن الارض تظل دائما متجمدة، فلا يحدث بها تعاقب التمدد والانكماش المصاحب لدورات التجمد والانصهار اليومية. لكن التجمد الدائم مهم للغاية فى التطور الجغرافى لمناطق هوامش الجليد. فهو فى الصخور المسامية المنفذة يعطل دورة المياه الباطنية، ذلك لأن التسرب والرشح يمتنعان وبالتالى تجف الينابيع. لكنه يشد من أزر الجريان السطحى للمياه حين الانصهار. ويستحيل تصريف مياه التربة فى قيعان الاودية والاراضى المنخفضة، لأن

التجمد الدائم يمنع التسرب، فتنشأ البحيرات والمستنقعات والبرك ويزداد تشبع التربة السطحية بالمياه على المنحدرات، ومن ثم تقوى وتنشط عمليات الانسياب الارضى.

الطبقة النشطة

يتضح من عرضنا السابق لظروف مناخ هوامش الجليد أن الارض الدائمة التجمد لا تبقى كلية فى جميع قطاع عمقها دائمة التجمد طوال السنة مهماكانت قسوة المناخ وشدة برودته. فمع حلول فصل الربيع، حينما ترتفع حرارة النهار الى ما فوق الصفر المئوى، ينصهر جليد الطبقة العليا من التربة. وفى البداية تعود هذه التربة الى التجمد بالصقيع الليلى، لكن مع تقدم فصل الدفء يتلاشى الصقيع بالتدريج ويزداد سمك طبقة التربة المنصهرة حتى بداية الشتاء التالى. ولقد يصل سمك طبقة الانصهار نحو ١,٥ متر، وفى حالات مناسبة الى ٦ متر، خصوصااذاما كان الصيف دافئا، وكان التركيب الميكانيكى لمكونات التربة السفلى مواتيا، كأن تتألف من حصى خشن له القدرة الفائقة على التوصيل، فيساعد على الانصهار فى العمق، أما اذا كانت التربة السفلى مكونة من مواد طينية أو من اللبد النباتى، فانها لا تلائم الانصهار.

وتكثر الشواهد فى قطاعات الرواسب البلايوستوسينية التابعة لفترات الجليد فى سويسرا وألمانيا وغيرهما من المناطق التى كانت تقع كلها أو أجزاء منها ضمن الاراضى المحيطة بالجليد، تلك الشواهد التى تشير الى اضطرابات حدثت فى تكوينات حصى المدرجات وفى قطاعات رواسب اللوم واللوس، حيث تصل فى السمك الى ما يناهز أربعة أمتار وأكثر. ويبدو القطاع مكونا فى أسفله من رواسب متجانسة جيدة الطباقية، وفى أعلاه من تكوينات مضطربة أصابها فعل «تجويةالجليد Cryoturbation» (الكلمة من مقطعين الاول Cryos إغريقى يعنى الجليد، والثانى لاتينى turbatio ومعناه التجوية). ذلك أن تعاقب التجمد والانصهار فى مجال الترب المتجمدة العليا يسبب حركة للمواد المكونة لها فيضطرب نظامها، وتختل طباقيتها.

وتسمى الطبقة المنصهرة من الجليد بأسماء متباينة. فيطلق عليها الجيومورفولوجى الامريكى كيرك بريان Kirk Bryan اسم مولى سول Mollisol أى الطبقة اللينة (مشتقة من اللاتينية Mollere = يجعل لينا، و Solum هى التربة أو (الأرض)، لكى يميزها عن التربة السفلى الدائمة التجمد Pergelisol. كما استخدم كتاب آخرون تعبير التجمد الدائم النشاط Active Permafrost. ويبدو أن تعبير الطبقة النشطة Active layer الذى استخدمه R.J. Small أبسط التعبيرات وأكثرها وضوحا وقبولاً. ففى مجال هذه الطبقة تحدث تجوية الصقيع (الكسر بالتجمد) نتيجة لدورات التجمد والانصهار اليومية فى أوائل وأواخر الفصل الدافئ، ولدورة التجمد والانصهار السنوية التى تتعرض لها تلك الطبقة أيضا.

وفضلاً عن ذلك تتركز عملية تجوية الجليد Cryoturbation فى هذه الطبقة النشطة. وتحتها أيضا تنشط عملية الانسياب الارضى Solifluxion التى تعرف أحيانا باسم Congetiturbation، وهو تعبير مأخوذ عن اللاتينية Congelare بمعنى يتجمد، و turbare بمعنى يثير و يحرك. وتتضمن العمليات التى تنشط فى هذه الطبقة عملية نقل بواسطة الانسياب الارضى، التى يساعدها التمدد الذى يصاحب تكوين جليد التربة.

ويصاحب عملية الانسياب الارضى فى الطبقة النشطة عمليتان أخريان لم نشر إليهما فيما سبق هما :

١- عملية رفع الصقيع Frost heave التى بواسطتها تنشأحركة رفع للمواد الصخرية الى أعلا. فعندما تتحول المياه فى داخل التربة الى جليد يكبرحجمها فتدفع مواد التربة رأسيا الى أعلى، فتنتفخ الأرض.

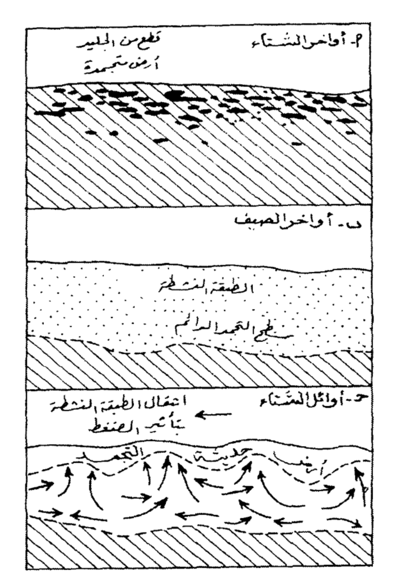
٢- عملية دفع الصقيع Frost thrust التى ينجم عنها دفع جانبى مباشر لمواد التربة، يشبه فى تأثيره عملية الإنسياب الارضى، لكنه أكثر تركيزا، ويحدث كثيرا فوق أرض مستوية.

وتبدو آلية هاتين العمليتين معقدة، وتساهم فى إحداثهاعدةعوامل نناقشها فى السطور التالية :

ينبغى فى البداية ان نذكر بأن الطبقة النشطة تعود الى التجمد مرة أخرى بحلول فصل الشتاء. ويبرد سطح التربة ويتجمد بطبيعة الحال فى البداية نظرا لأنه الاول فى إشعاع حرارته للجو، ويتبع ذلك تدخل التجمد خلال عمق التربة حتى يصل الى طبقة التجمد الدائم.

وتبقى الطبقة المحصورة بين السطح المتجمد وطبقة التجمد الدائم فترة من الوقت غير متجمدة وقابلة للحركة، ونظرا لأنها محصورة بين طبقتين متجمدتين، إحداهما تعانى نموا وتمددا، فإنها تتعرض لضغط شديد. وينشأ دفع جانبى للمواد الصخرية،كما يحدث رفع للمواد فى الأماكن التى تكون فيها الطبقة العليا المتجمدة رقيقة أو ضعيفة (شكل ٤٩).

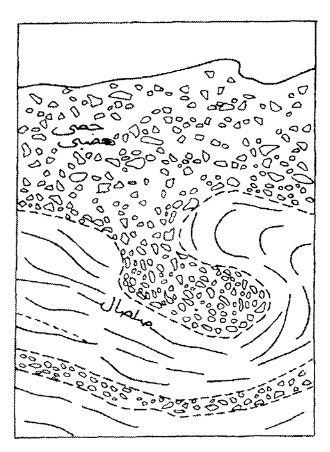
وقد ينشأ الرفع فى أماكنٍ محدودة، فيتسبب فى إحداث إلتواءات فى الطبقة يعبر عنها بأسماء مختلفة منهاالطِّيَّات Convalutions واللفات أو الانحناءات involutions، وأشهرها كلمة Cryoturbations وهى جميعا ظواهر نشاهدها فى الطبقات اللومية واللوسية والحصوية التى كانت أصلا طباقية، واضطراب نظام طباقيتها بتلك العمليات(شكل٥٠).



شكل (٤٩) التجمد الدائم والطبقة النشطة

وقد يسبب الرفع الصقيعى فى تكوين قباب من مواد التربة، يتألف جوفها من الطين أو المياه التى غالبا ما تتجمد مكونة لعدسة جليدية كبيرة. وتبلغ تلك القباب علوا يناهز ٣٠ مترا. وحينما تنهار القباب تنشأ مكانها تجاويف دائرية الشكل، تحيط بها حلقة من الحافات المكونة من مواد التربة، وكثيرا ما تمتلئ تلك التجاويف بالمياه مكونة بركا (شكل ٥١) وتعرف أمثال هذه القباب الجليدية تحت السطحية فى النطاق القطبى الأمريكى الشمالى باسم بينجوس Pingos، وهى كلمة إسكيموية. ولقد أمكن الاستدلال على وجود أمثال هذه البينجوس فيما مضى أثناء الفترة الجليدية الاخيرة فى أماكن من ويلز وجبال الأردن البلجيكية.

وهناك عملية أخرى تؤدى الى رفع المواد الصخرية الى أعلا فى الطبقة النشطة، وهى تكوين ونمو كتل من الجليد والمسلات الجليدية الصغيرة فى أماكن محدودة. لكنها

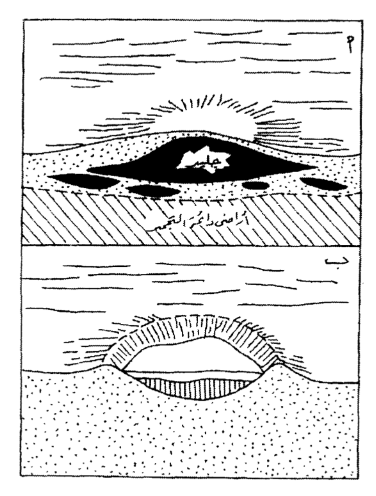


شكل (٥٠) شواهد الاضطراب برفع تكوين الصقيع في حصي هضيبي

ما تلبث أن تواصل نموها بجذب مزيد من المِياه المحيطة عن طريق نوع من فعل الخاصية الشعرية. وتؤدى هذه العملية التى تعرف باسم «العزل الجليدى» Ice Segregation الى تحريك ونقل المواد غير المتجمدة فى التُّربة. وقد وجد أن العزل الجليدى يكون نشطا وشائعا أسفل الاحجار الكبيرة، ربما بسبب قدرتها الكبيرة على توصيل الحرارة، وتسمح للصقيع بالتدخل فى أعماق التربة.

ويؤدى نمو وكبر حجم الجليد الى رفع الاحجار، التى قد لاتعود الى مواضعها الأصلية حينما يحدث الإنصهار، لأن مواد التربة الدقيقة تنساب من كل الجوانب الى الحفر التى تمثل المواضع التى كانت الأحجار قبل رفعها، فتملأها. وبسبب استمرار فعل تلك العملية، أى تشغلها احتلال المواد الدقيقة للاماكن التى تتركها الاحجار بعد رفعها بفعل الصقيع، تدفع المواد الخشنة الموجودة فى الطبقة النشطة الى أعلا قريبامن السطح، بينما تبقى المواد الدقيقة فى العمق.

ومن الغريب أن الاحجار المرفوعة بواسطة فعل الرفع الصقيعى تنتظم بحيث تكون محاورها الرئيسية رأسية قائمة أو قريبة من ذلك. ولا يشترط بالضرورة أن يحدث فرز وتصنيف للمواد المكونة للطبقة النشطة بهذه الطريقة. ذلك أنه يحدث فى بعض الأحايين أن تدفع المواد الدقيقة بالضغط، كما يحدث عندما تتجمد الطبقة السطحية، فتتخذ من خلال الاحجار التى تعلوها الى السطح.



شكل (٥١)تكوين ظاهرة البينجو

الأرض المنقوشة

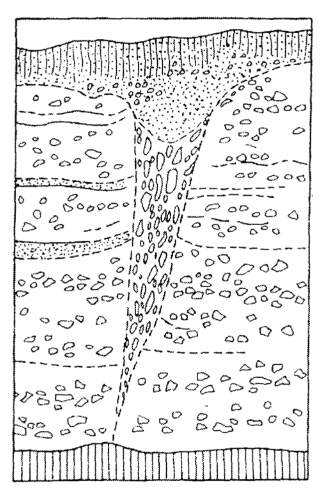
بالإضافة الى عملية الفرز والتصنيف الرأسية التى أشرنا اليها، والتى تحدث فى مواد الطبقة النشطة فى الاراضى المحيطة بالغطاءات الجليدية، وفى المناطق شبه القطبية، هناك عملية فرز وتصنيف أخرى جانبية للحبيبات الخشنة والدقيقة، تؤدى الى تكوين أنماط وأشكال للتربة السطحية شديدة الوضوح، خصوصا حينما انعدم وجود غطاء نباتى متواصل.

ويمكن التعرف على نمطين رئيسيين لتلك الاشكال السطحية نشرحهما فى الآتى :

النمط الاول : يتكون على أرض مستوية أو قريبة من الإستواء، وهو النمط المضلع Polygonal أو المستدير Circular . وأشهر أشكاله ما يعرف باسم «المضلعات الحجرية» Stone Polygons ، التى تتألف من هوامش مكونة من قطع الصخر التى حطمها فعل الصقيع، أما وسط كل مضلع فيتكون من مواد طينية رطبة. وعادة ما تتكون المضلعات بأعداد كبيرة، وتتحد هوامش المضلعات المتجاورة مشكلة لشبكة

حجرية Stone Net. وأحياناً تبدو هوامش الأحجار مستديرة أكثر منها مضلعة، ومن ثم تكون ما يسمى بالحلقات الحجرية Stone Rings.

وهناك أمثلة أخرى للاراضى المنقوشة، منها ما يسمى «المضلعات الطينية» Mud-Flat Polygon، وتتكون من مواد متجانسة، ويرجح أنها ناشئة من مجرد تجفيف المواد الطينية، وما ينشأ عن ذلك من انكماش سطح الطين والرواسب الدقيقة.



شكل (٥٢) إسفين جليدي حفري (قديم)

أما مضلعات الكسور Fissure Polygons، فهى ظاهرة أكبر حجما، لكنها تشبه مضلعات الطين فى تجانس المواد التى تتكون منها، وتختلف عنها فى أنها محاطة بشقوق كبيرة، تشغلها أسافين جليدية. وتشاهد أسافين الجليد الحفرية (القديمة) فى الرواسب البلايوستوسينية بكثرة، حيث نجد مكان الإسفين رواسب مغايرة سقطت فيه وملأته. مثال ذلك رواسب الحصى التى تتداخل فيها جيوب من الأحجار المختلطة باللوم، أو تكوينات اللوس التى تملأ أماكن أسافين الجليد السابقة فيها مواد غريبة أتت من السطح وسقطت فيها (شكل ٥٢).

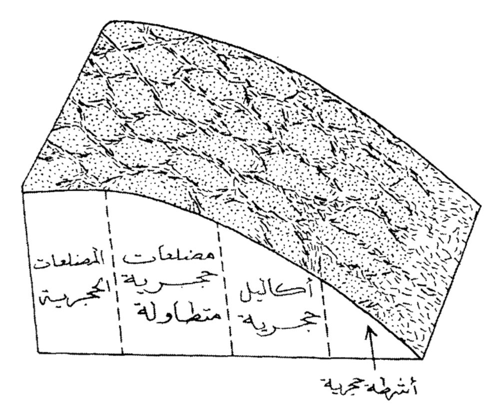
والنمط الثاني: يتكون فوق أرض منحدرة بزاوية تزيد على خمس درجات. وهنا نجد أشرطة حجرية Stone Strips كثيرة تزركش بيئة هوامش الجليد. وهذه تماثل المضلعات الحجرية والحلقات الحجرية فى أنها ناشئة عن عمليات فرز وتصنيف جانبى للرواسب والحطام الصخرى، ذلك لانها تتضمن خطوطا وصفوفا متعاقبة من ا لأحجار الكبيرة والمواد الناعمة. وتتميز صفوف المواد الدقيقة الناعمة بأنها مقببة قليلا، مثل أواسط المضلعات الحجرية، كما أنها تختلف عن صفوف الاحجار فى أنها تحتفظ بالرطوبة، ولذلك فإنها قابلة للتحرك ومن ثم تأثرت كثيرا بعمليات الإنسياب الارضى.

ويرجَّح أن المضلعات الحجرية والاشرطة الحجرية متحدة الاصل والنشأة. ولهذا فإننا نرى المضلعات الموجودة فوق منحدر هين الانحدار جدا، قد استطالت نوعا، وانتظمت محاورها فى خطوط موازية لاتجاه الانحدار. واذا ما صار المنحدر أشد انحداراً بقليل، فإن أشكال المضلعات تتلاشى، ويحل محلها ما يسمى «الاكاليل الحجرية» Stone Garlands (شكل ٥٣) وتلك أشكال يحتوى كل منها على مركزمقبب يتألف من طين لزج يستقيم فى وضعه بمساندة جدران من الاحجار الكبيرة، أعلاها وأقواها ما يوجد منها فى الجانب المواجه لأسفل المنحدر، ولهذا يتخذ المنحدر فى قطاع عرضى مظهر الشكل المدرج.

وحينما يشتد انحدار المنحدر تتمكن المواد الطينية من اقتحام الجدران الحجرية، مكونة للسان طويل من المواد يحدها من كلا جانبيها بقايا الهوامش الحجرية الأصلية. وتبعا لذلك يتخذ سطح التربة مظهرا شريطياً. ويتأكد هذا المظهر الشريطى بتوالى فعل عمليات الانسياب الارضى وفرز وتصنيف الرواسب جانبيا بواسطة الصقيع.

ويندر وجود الاشرطة الحجرية فوق المنحدرات الشديدة التى يزيد انحدارها على ٣٠ درجة، ذلك لأن عمليات الإنزلاق الارضى تكون من السرعة بحيث تعوق الحركة الجانبية، وتبعا لذلك فان جميع الاشكال التى وجدناها فوق المنحدرات الهينة تتلاشى هنا أو تصبح مشوشة.

وعلى الرغم من أنه قد أصبح مؤكدا أن عمليات تجوية الجليد Cryoturbation هى المسئولة عن تكوين الارض المنقوشة، فان هناك بعض المسائل التى تحتاج الى تفسير وإيضاح. مثال ذلك انتظام الشبكة الحجرية بشكل ملفت للنظر فى كثير من الأماكن. وكذلك السبب فى اختلاف المضلعات الحجرية التى تتراوح أقطارها بين نصف متر وخمسةعشر مترا. أضف الى ذلك بأن توزيع المضلعات غير منتظم، ولا توجد إطلاقاً فى بعض المناطق التى يسودها المناخ شبه الجليدى.



شكل (٥٣) العلاقة النموذجية فيما بين زاوية المنحدر والمضلعات الحجرية والاكاليل الحجرية والاشرطة الحجرية

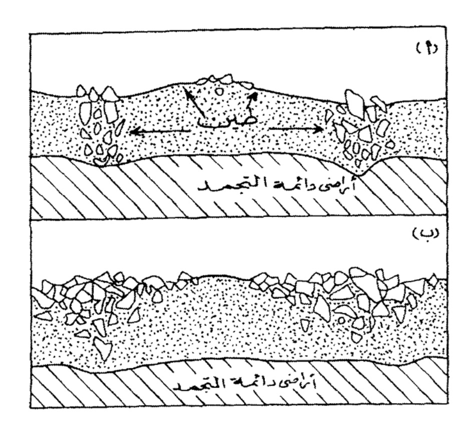
تفسير تكوين الأرض المنقوشة

تقدم بعض الجيومورفولوجيين بعدد من النظريات لتفسير تكوين الارض المنقوشة، ولإيضاح المسائل التيتختص بها والتى أشرنا اليها سابق، وتختلف هذه النظريات عن بعضها اختلافا كبيرا فى التفاصيل.

النظرية الاولي :

اقترح بعض البحاث كتكوين المضلعات والاشرطة الحجرية، وجود طبقة من المواد الصخرية المفتتة المجواه، والى تتميز بعدم التجانس فى مكوناتها، وترتكز على صخر الاساس. ويحدث فى هذه الطبقة أن ترفع تجوية الصقيع المواد الخشنة الى السطح وتدفعها جانبيا (شكل ٥٤) أما الحطام الصخرى الموجود فوق السطح فينزلق ببطء، خاصة حينما تتقبب المواد الناعمة الموجودة أسفله، وتبعا لذلك تنشأ رفاع أو مساحات صغيرة مكونة من المواد الطينية تحيط بها قطع حجرية.

ونتيجة لهذه العمليات تنشأ بداى لاشكال مضلعة أو دائرية وبمرور الوقت واستمرار تلك العمليات يتأكد الفرق بين المراكز الطينية والهوامش الحجرية للمضلعات والحلقت، وذلك لسببين هما :



شكل (٥٤) تكوين المضلعات الحجرية بواسطة :
أ) رفع الصقيع ب) رفع المواد الناتجة من خلال الطبقة الحجرية

١- أن الرقاع التى تتواجد فيها الاحجار تتميز بحرية التصريف المائى للجليد المنصهر. وتبعا لذلك يتم غسل وازالة أى مواد طينية متبقية بين الاحجار بسرعة. ولا يضاف للاحجار مواد ناعمة جديدة، ذلك لانها سريعة الجفاف فلاتتأثر بعد ذلك كثيرا بعمليات تجوية الصقيع.

٢- تكون مراكز (أواسط) المضلعات أو الحلقات الحجرية الاخذة فى لتكوين أقدر على الاحتفاظ بالرطوبة بسبب طبيعة تركيبها الطينى. ولذلك فان فعل الصقيع يتواصل فى سحق المواد الصخرية، كما أن نمو الجليد الارضى يعجل ويسرع فى اخراج المواد الى السطح، وفى اظهار الحطام الصخرى عند الهوامش وذلك عن طريق الفع والدفع Heave and Thrust .

النظرية الثانية :

ترجح أن تكوين ظواهر المضلعات الحجرية يتم فى الوقت الذى فيه تقوم التجوية بعملها فى الصخور. فلقد قيل بأن الارض المنقوشة تنشأ اذا ما اشترطنا أن التجويةمنذ ابداية تفاضلية العمل والتأثير. وتبعا لذلك فان المنطقة التى تتميز بسطح مضرس، تتناوبها الحفر أو التجاويف التى تزخر بالرطوبة والماء، اما بسبب التصريف المائى السطحى، أو لأنها تكون مملوءة فى الشتاء بالثلوج.

ولا شك أن هذه الرطوبة تساعد تجوية الصقيع فى سحق الصخر، ومن ثم ينتج فتات صخرى دقيق الحبيبا بكميات كبيرة.

أما الاجزاء العالية التى تفصل بين تلك التجاويف، فانها سرعان ما تجف، ولذلك فان فعل الصقيع يقتصر على تحطيم الصخور الى كتل وشرائح كبيرة الحجم. وهكذا عمل العمليات السابقة الذكر على تأكيد الفرق بين التجاويف والحافات الاصلية التى تشكل سطح المنطقة، وبمرور الزمن تنشأ مضلعات صخرية حقيقية. ومن الواضح أن العقبة الرئيسية التى تقف فى سبيل قبول هذه النظرية، تتمثل فى تفسير انتظام كثير من أنماط ا لمضلعات الصخرية، ذلك لأن التجاويف الاصلية لا يشترط بالضرورة أن تكون منتظمة التوزيع، بل أن توزيعها يكون فى الغالب عشوائيا.

النظرية الثالثة :

تقول بامكانية تكون تيارات حمل Convection Currents فى الطبقة النشطة، وتتمكن هذه التيارات من القيام بدور فى فرز وتصنيف المفتتات الصخرية، فتنشأ الارض المنقوشة. ومن المعروف ان كثافة المياه تتناقص حينما تهبط درجة حرارتها من ٤ درجة مئوية الى الصفر المئوى. ويرجح أن درجات الحرارة تكون حوالى تلك الدرجات بالقرب من سطح الطبقة النشطة، بينما تكون حرارة مياه التربة الموجودة فوق التجمد الدائم مباشرة فوق نقطة التجمد مباشرة. وما ينشأ عن ذلك من اختلافات فى الكثافة قد يسبب نمطا من تيارات حمل الطين والمياه تتحرك ببطء شديد.

ويفترض أن أواسط المضلعات الحجرية تكون هدف تيارات الحمل الطينية، بينما تعمل حركات السطح الجانبية على نقل الحطام الصخرى الخشن من الوسط نحو الهوامش الحجرية.

واقتراح آخر مؤداه أن حالما تتجمد الاجزاء الوسطى الرطبة من المضلعات، فان نمو الجليد الارضى يؤدى الى جذب المياه من المساحات المحيطة بالخاصية الشعرية وتؤدى حركة المياه هذه، كما يدعى هذا الاقتراح، الى نقل حبيبات دقيقة جدا الى داخل المضلع، ومن ثم يساعد بعض الشئ عملية الفرز.

ويتضح مما سبق أن عملية تكوين الارض المنقوشة تحتاج الى مزيد من الدراسة التجريبية والكثير من الملاحظات الحقلية التى تتضح وتفهم على حقيقتها. وعلى الرغم من أن المضلعا والحلقات والاشرطة الحجرية ظواهر مورفولوجية ثانوية، فانها جديرة بالبحث والدراسة التفصيلية، لأنها تلقى أضواء تكشف عن كيفية فعل عمليات تجوية الجليد Cryotrbation بصفة عامة.

الانسياب الارضي وتأثيراته

عملية الانسياب الارضي

يمكن النظر الى التجمد الدائم على انه الظاهرة الاهم فى مناطق هوامش الجليد، كما وأن الانسياب الارضى هو أخص العمليات الجيومورفولوجية وأبعدها أثرا فى تلك المناطق. ذلك أن تأثيراته، كما سنرى بعد قليل، فى تطور ونمو منحدرات جوانب الوديان بعيدة المدى، كما أنه يستطيع أن يؤثر بطريق غير مباشر فى معدل نحر النهر، ومن ثم فى نمو الاودية النهرية بصفة عامة.

وقد سبقت الاشارة الى أن الانسياب الارضى يقتصر حدوثه على الطبقة النشطة، أى فى أثناء فترة الانصهار الجليدى، ويساعده وجود التجمد الدائم، الذى يمنع تصريف التربة، ومن ثم يحافظ على سيولة المواد ذات الجليد المنصهر.

هذا وتنشط عملية الانسياب الارضى وعوامل اخرى نشرحها فى النقاط التالية :

١ – فى أثناء فترة التجمد الشتوى، يؤدى تكون الجليد الارضى الى تمدد الطبقة النشطة. وتنفتح وتتسع مسام التربة والحفر والثقوب التى تكتنفها بواسطة حبيبات الجليد وعدساته، ويضعف ذلك اندماج التربة الى حد كبير. وبسبب هذا التفكك فى نسيج التربة، تصبح كل حبيبة مكونة لها مفردة، وقد غطيت بغشاء رقيق من المياه يعمل كمادة تشحيم، وذلك حين انصهار جليد الطبقة النشطة فى فصل الربيع. وتبعا لذلك يتلاشى احتكاك الحبيبا ببعضها، ويصبح تحركها تجاه أسفل المنحدر سهلا ميسرا.

وقد دلت التجارب على أن عملية الانسياب الارضى النشطة تتركز على الخصوص فى الجزء الاول من فصل الانصهار. واذا ما حدث وجفت طبقة التربة أثناء فصل الصيف، فان عملية الانسياب الارضى لا تتجدد حتى ولو سقطت أمطار غزيرة، وجرى تطريب التربة، وذلك لان التربة تكون قد عادت الى الاندماج مرة أخرى.

٢–يستطيع الجليد الارضى بذاته المعاونة بطريق مباشر فى تحريك المواد المفتتة نحو حضيض المنحدر. ذلك أن تكوين الجليد قرب سطح التربة يؤثر فى رفع الاحجار الصغيرة الى أعلى فى اتجاه عمودى على المنحدر، وحينما يحدث الانصهار، تسقط تلك الاحجا رأسيا، وتبعا لذلك فان تلك الاحجار تتحرك أو تنتقل من مكانها قليلا نحو حضيض المنحدر معكل دورة تجمد وانصهار.ويحدث انتقال للاحجار الصغيرة على نطاق واسع حيثما كثرت أسافين الجليد وعدساته، فتتحرك فرشات الاحجار والجلاميد الزاوية، كما تتحرك هوامش الاكاليل الحجرية والاشرطة الحجرية نحو أسافل المنحدرات.

وقد لا يكون مثل هذا التحرك من صميم الانسياب الارضى بمعناه الدقيق، ذلك لأن هذه العملية تتضمن تحريك قسم كبير من المواد الناعمة. ومع هذا فان عمليات الانسياب الارضى الحقيقية تؤثر ولا شك فى المواد غير المتجانسة، وان تدفع المواد النامة يؤدى الى نقل الحطام الصخرى الخشن نحو حضيض المنحدر، سواء وجد هذا الحطام ضمن كتلة المواد المتحركة أو كان طافيا فوق سطحها. وحينما يحدث التحرك بهذه الكيفية، تكون له نتيجة مهمة تتمثل فى توجيه كل من الاحجار المتحركة بحيث يكون محورها الاكبر فى نفس تجاه تدفق الانسياب الارضى.

ويتباين معدل الحركة الفعلية للانسياب الارضى بعض الشئ، وذلك للاسباب الآتية:

١- طبيعة الحطام الصخرى محل التأثير.

٢- درجة انحدار المنحدر. فعلى الرغم من أن عملية الانسياب الارضى تحدث فوق منحدرات هينة جدا، حتى لتتدنى درجة الانحدار الى ٣ أو ٢، فانه من الواضح أن الانسياب الارضى يكون أكثر نشاطا وفاعلية حينما تزيد درجة الانحدار عن ذلك.

٣- وجود الغطاء النباتى يقوم بتثبيت التربة أو عدم وجوده.

٤- المحتوى المائى فى التربة.

٥- نوع أو نمط حركة التربة.

وبالنسبة لنمط حركة التربة، ينبغى أن نشير الى أن الانسياب الارضى يمكنه أن يؤثر بشئ غير قليل من التناسق فى طبقة الفتات الصخرى التى تغطى كل المنحدر، لكنه قد يتركز فط على امتداد خطوط محدودة معلومة، مثلما يحدث للطين الدقيق للحبيبات الذى يفصل بين الاشرطة الحجرية. وغالبا ما تأخذ الحركة شكل انزلاق محلية مفاجئة أو هيئة تدفقات طينية سريعة، خصوصا اذا ما كان محتوى التربة من المياه كبيرا جدا.

وقد تبين من مختلف القياسات التى أجريتعلى حركة الانسياب الارضى، أن معدلاتها السنوية تتراوح بين ٢ - ٥ سم، وذلك فوق المنحدرات المتوسطة الانحدار، أى التى تترواح درجات انحدارها بين ١٠ - ١٥ درجة. ولقد تبدو هذه المعدلات لسرعة حركة الانسياب الارضى غير عالية جدا، لكنها تبدو مرتفعة جدا لو قارناها بمعدلات سرعة حركة زحف التربة التى لا تزيد على ٢ ملم كل سنة.

ويقدر أن عملية الانسياب الارضى يمكنها أن تحرك المواد بسرعة تبلغ عشرين مثلا لاكثرحركة للمواد شيوعا فى المناطق المعتدلة الرطبة فى وقتنا الحالى. وينبغى أن

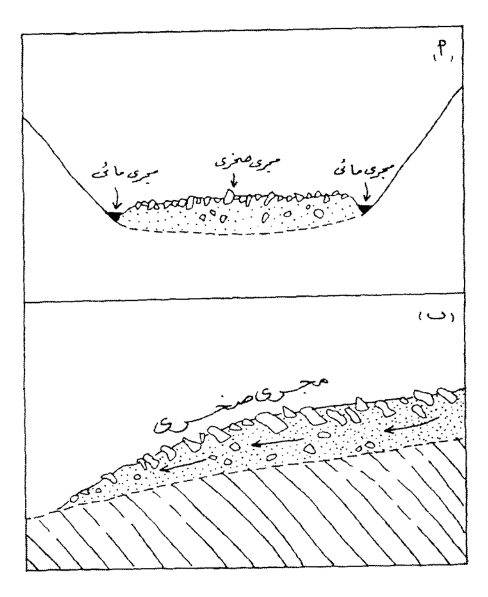
نأخذ هذه الحقيقة فى الحسبان حينما نعتبر تأثيرات العمليات الجيومورفولوجية الحالية فى مناطق هوامش الجليد فى نمو وتطور البيئة الطبيعية فى هذه المناطق. هذا وقد تزداد سرعة حركات الانسياب الارضى محليا الى أكثر من ذلك، فلقد تتحرك ألسنة من المواد حين انصهار جليد التربة بسرعات تتراوحبين ١٠ – ١٥ سم فى السنة بل لقد تفوق ذلك فى بعض الحالات.

هذا وينبغى أن نشير الى عملية الانسياب الارضى لا تؤثر بالضرورة فى جميع أجزاء الطبقة النشطة، لكنها تتركز عادة فى المستوى العلوى منها الذى يبلغ سمكه نحو ٥٠سم. والسبب فى ذلك أنه أثناء التجمد الشتوى يعظم تكوين الجليد الارضى فى المستوى العلوى من التربة، وهو الذى يؤدى الى شدة خلخلة التربة وتفككها وتشحيم مكوناتها.

الآثار الجيومورفولوجية للانسياب الأرضي

يقوم الانسياب الارضى فى المناطق المحيطة بالجليد بنقل المواد الصخرية التى حطمها وفتتها فعل الصقيع على جوانب المنحدرات نحو أسافلها. وتكون أحجام الفتتات الصخرى الناتجمن تأثير الصقيع والمنقول بعامل الانسياب الارضى كبيرة للغاية، نظرا لأن كلا العمليتين، فعل الصقيع والانسياب الارضى، تتميزان بالنشاط والسرعة، خاصة فى الصخور المسامية الكثيرة الفواصل والشروخ، التى تتعرض للتفكك والتحلل الى كتل وحبيبا بواسطة تمدد أسافين الجليد وبللوراته.

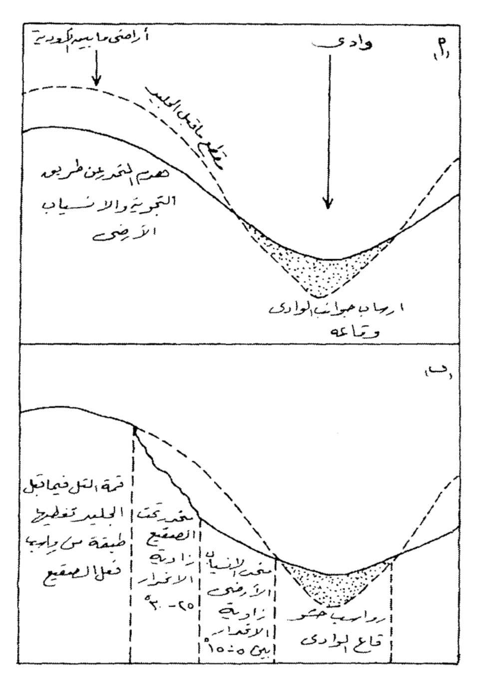
ونتيجة لهذه الانهيارات الارضية Mase Wasting نجد قمم التلال وأراضى ما بين الانهار Interfluves وقد خفضت واستدارت، ونرى مخارج (مكاشف) الطبقات Outcrops العادية وقد تآكلت وتناقص ارتفاعها بفعل الصقيع ثم غمرها الفتتات الصخرى المتحرك بتأثير الانسياب الارضى. وبهذه الطريقة تنشأ قطاعات منحدرات متعادلة (متوازية) ناعمة Graded Profiles. وتتراكم حول قاعدة أمثال هذه المنحدرات، حيث تكون الانحدرات هينة كميات كبيرة من رواسب الانسياب الارضى، فتعطى الفرصة لتكوين مراوح ومآزر من الفتات الصخرى ذات مقاطع مستقيمة ومقعرةوتكون كميات مواد الفتات الصخرى المجواه والمنقولة بالانسياب الارضى عبر منحدرات جوانب الاودية النهرية الى بطونها كبيرة للغاية، حتى أن تلك الوديان تفتقد القدرة على تحريك تلك المواد الصخرية العظيمة الحجم نحو أدانيها، خصوصا أن تلك الوديان أما أن تكون متجمدة أو ناضبة التصريف المائى معظم السنة. وتكون اظروف حينئذ مهيئة لعمليات التراكم والارساب.



شكل (٥٥) مجرى صخري في محيط الجليد

وتتعرض مواد حشو الوادى ذاتها احيانا لتأثير عملية الانسياب الارضى نحو أدنى الوادى. وتتضمن العملية رفع الحطام الصخرى الخشن بواسطة فعل الصقيع الى السطح، الذى مـا يلبث ان يميل فى اتجـاه الى أعلى الوادى بواسطة رد فعل تـدفق مـواد التـربة السفلى فى اتجاه أدنى الوادى، وتتخذ كتلة المواد المتحركة مقطعا عرضيا محدبا، وعند حضيض كل من جانبى الوادى تجرى المياه فى مجرى مائى، يفصلهما عن بعضهما رواسب حشو الوادى المحدبة التى تعرف باسم المجرى الصخرى Rock Stream شكل (٥٥).

وتوجد المجارى الصخرية الحفرية (القديمة) حاليا فى كثير من أراضى الجهات المعتدلة، وأمكن تتبعها ودراستها فى وديان معلومة فى مرتفعات الاردن العالية High Arclennes فى بلجيكا. وقد تنشأ ظواهر مماثلة فى امتدادات لفرشات رواسب الانسياب



شكل (٥٦) تكوين المنحدرات فى مناطق محيط الجليد
أ- بواسطة نحت مقسم المياه وحشو الوادى.
ب- بتكوين منحدرات نحت الصقيع.

الارضى غير المتجانسة وذلك عن طريق غسل وازالة المواد الناعمة منها فيما بعد، وترك الكتل الصخرية الكبيرة الصعبة التحريك فى مواضعها على السطح مكونة لما يسمى بالمجارى الصخرية أيضا. وتشاهد أمثال هذه الظواهر كثيرا فى بعض وديان انجلترا والهضبة السويسرية والبافارية. وترى هناك الاحجار الكبيرة مرتكزة فوق حطام

صخرى سميك، وتم النقل والارساب الى المواضع الحالية بوساطة فعل الانسياب الارضى أثناء عصر البلايوستوسين.

وينشأ عن العمليات المورفولوجية فى مناطق هوامش الجليد عموما الى خفض التضاريس، وذلك عن طريق عمليتين هما : نحت مناطق مابين الانهار، ثم ارساب وردم قيعان الاودية (شكل ٥٦ أ) وبذلك يقل الفارق الرأسى بين عنصرى التضرى : الارتفاع والانخفاض. ويرى كثير من البحاث أن البيئات الطبيعية اللطيفة التموج، التى تتميز بها سهول ساليزبورى Salisbury وبيكاردى Picardy وأرتوا Artois على سبيل المثال، والتى تتصف بمقاطع منحدرات هينة التقوس، وبارسابات عظيمة من المواد الصخرية التى فتتها فعل الصقيع، والتى تحوى ودية ضحلة، قد نشت أثناء فترات جليد الزمن الرابع بفعل العمليات المورفولوجية فى مناطق محيط الجليد خاصة فعل الصقيع والأنهيار الارضى، ومن ثم فهى بمثابة «حفرية» باقية من تأثيات ظروف مناخية شبه قطبية سالفة.

ومع هذا، فاننا ينبغى أن لا نبالغ فى تأثيرات التسوية الارضية التى تقوم بها العمليات الجيومورفولوجية المناخية فى مناطق محيط الجليد. ذلك أن عمليات الانسياب الارضى Solfluxion يمكنها أن تتسبب فى احداث اضطراب وعدم انتظام فى مقاطع المنحدرات، وذلك من خلال بناء حطام الصخر على المنحدر عند نقاط معلومة أو على امتداد صفوف حسنة التحديد. وقد تتكون ظاهرات ارساب مهمة ذات جبهات شديدة الانحدار يبلغ ارتفاعها بضعة أمتار فوق المنحدرات الهينة، وتتخذ شكل درجات تعرف «بدرجات الانسياب الارضى » Solifluxion Terraces التى تمتد تدريجيا نحو حضيض المنحدر،كلما تدفقت المواد فوق سطح الدرجة، وتراكمت فوق الجزء القائم منها.

تطور المنحدرات في المناطق المحيطة بالجليد :

تكتنف أشكال المنحدرات وزوايا الانحدار فى المناطق المحيطة بالجليد Poriglecial Reglons مشكلات ومسائل ما تزال تحتاج لمزيد من الايضاح والتفسير، شأنها فى ذلك شأن المنحدرات المتطورة فى مختلف النطاقات المناخية على وجه الارض. ويمكننا تمييزعدد من العوامل المتحكمة فى أشكال المنحدرات وزواياها، وهذه تتضمن ما يلى :

١- الشكل الاصلى للمنحدر.

٢- طبيعة صخر الاساس.

٣- هيئة المنحدر.

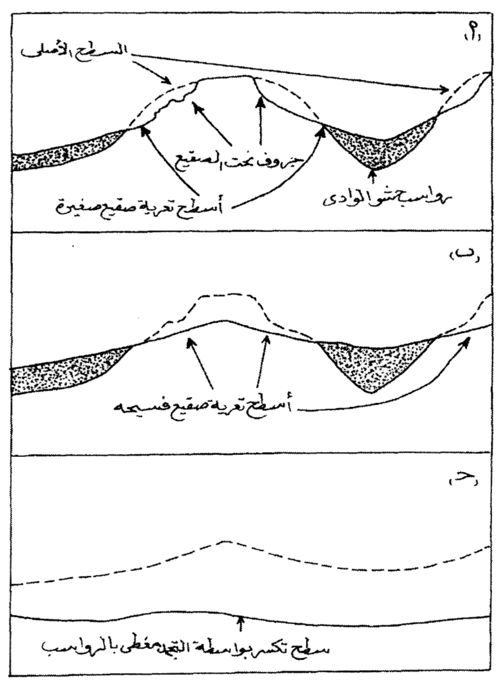
الشكل الاصلي للمنحدر

يرى بيلتيير Peltier (١٩٥٠) فى دورة تعرية المناطق المحيطة بالجليد التى افترضها، وجود شكل أصلى، أو ما أسماه سطح ما قبل هامش الجليد Pre-glacial Sur-face، يظهر بمظهر طبيعي مقطع فى مرحلة النضج (شكل ٥٧) وهو يعتقد بأن حلول عمليات هوامش الجليد، وأخصها الانهيار الجليدى Mass-Wasting، لا تؤدى الى تخفيض التضاريس وزاوية الانحدار، مع بقاء الشكل المحدب- المقعر للمنحدر والحفاظ عليه، انما ينشأ عن ذلك عناصر منحدرة جديدة، بعضها يكون أشد انحدارا من أى من العناصر السابقة (شكل ٥٦ ب).

ولا شك أن كثيرا من الواجهات والحافات الصخرية التى نجدها حاليا فى كثير من مناطق الهضاب فى شمال وسط أوروبا وبريطانيا قد نشأت أصلا تحت تأثير ظروف مناخ هوامش الجليد ابان العصر الجليدى. مثال ذلك أجزاء من شمال الهضبة السويسرية والهضبة البافارية، ومرتفعات الجورا، حيث نجد كثيرا من الحافات الصخرية المكشوفة (أوجه حرة Free Faces) تبدو شبه قائمة الانحدار، وفى أسفلها منحدر مطمور أسفل غطاء سميك من المواد والكتل التى سبق أن تفككت وانحلت بفعل الصقيع، ونقلت عبر المنحدر بالانسياب الارضى ابان عصر البلايوستوسين.

وقد وصف ابحاث (Small 1972) أمثلة أخرى من بريطانيا حيث سطح أواخر الزمن الثالث بجنوبى جبال البنين Pennines قد استدار عن طريق تغطيت بغطاء سميك من مواد التجوية. وقد أدى حلول ظروف البرودة الشديدة فى عصر البلايوستوسين الى اكتساح الحطام الصخرى المجوى بواسطة عمليات الانسياب الارضى، فانفتح المجال الى نشاط فعل تجوية الصقيع فى الصخور التى تعرت وانكشفت. ففى جنوبى البنين تشمخ حافات شبه قائمة الانحدار مكونة من الحجر الرملى الخشن المعروف باسم Millsstone Grit تفصل بين منحدرات هينة من صخور الشيل التى تعلوها، وتلك التى ترتكز عليها. وفوق منحدر الشيل الذى ترتكز هذه الحافات عليه غطاء سميك من الكتل الزاوية التى فككها فعل الصقيع بفعله فى فواص وشقوق الصخر الرملى الخشن. ولاشك أن ذلك كله من فعل العمليات المورفولوجية فى مناطق هوامش الجليد أثناء عصر البلايوستوسين.

وحيثما كان نمط الفواصل فى الصخر الرملى الخشنكثيفا، وكان الحجر سريع التأثر بالاسفنة الجليدية، وجدنا الحافات الصخرية وقد تراجعت سريعا، وتكسرت الى كتل وهضيبات تشبه النتوءات الصخرية المعروفة فى بريطانيا باسم تور Tor، بل انها قد تزول تماما، ويحل محلها منحدرات هينة متعادلة فوق الطبقات الصخرية المقاومة



شكل (٥٧) دورة التعرية في نطاق محيط الجليد
أ) الشباب ب) النضج جـ) الشيخوخة (عن بلتيير)

للتجوية (شكل ٥٨) .و يتفق هذاالتتابع لتطور الاشكال الرضية مع ما اقترحه بليتيير Peltier فى دورته التحاتية لمناطق هوامش الجليد، وما يراه من أن البيئة الطبيعية تتصف بالتضاريس المنخفضة وبالمنحدرات المتعادلة الهينة فى المراحلالاخيرةمن تلك الدّورة. كما ينسجم مع ما رجح كل من بالمر Palmer ونايلسون Neilson (١٩٦٢) بالنسبة لمنطقة دارتمور Dartmoor .

ورغم هذا فاننا نعتقد أن نظرية بيلتيير لا يمكن تطبيقها على كل الحالات. ففى المناطق التى كانت بيئاتها الطبيعية قد وصلت الى مرحلة الشيخوخة قبل حلول ظروف مناخ هوامش الجليد، ترجح أن المناخ البارد قد أدى الى زيادة فى معدلات التجوية ونقل الفتات الصخرى بالانسياب الارضى على جوانب المنحدرات، ومن ثم فلا تغيير يذكر فى أشكال سطح الارض، هذا اذا افترضنا عدم حدوث عمليات تجديد شباب Rejuvenation التى تبدو أنها حدثت بالفعل فى كثير من المناطق التى أصابها فعل عمليات هوامش الجليد، ومنها المناطق سابقة الذكر (جنوبى جبال البنين ومنطقة دارتمور).

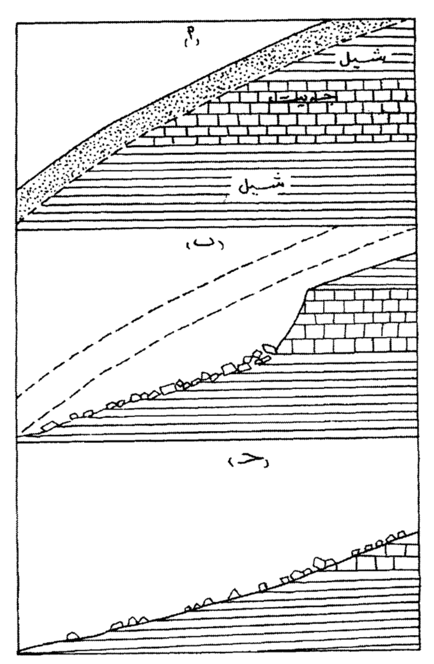
وفى كثير من بيئات وهوامش الجليد الطبيعية الشابة، كتلك التى نراها اليوم فى جزيرةشبتس بيرجين Spitzbergen، نجد جروفا عالية شديدة الانحدار، تتميز بعظم تأثرها بفعل الصقيع، تبرز من خلال مراوح ضخمة من ركام السسفوح Scree. ولا يمكن تصور أن هذه المنحدرات كانت تشكل قسما من بيئة طبيعية ناضجة أصلاكما يرى بلتيير.

وفى منطقة الصخر الطباشيرى Chalk Country بجنوب انجلترا، حيث يعتقد تواجد الظروف المناسبة التى يراها بلتيير، نادرا ما نجد منحدرا شقه فعل الصقيع، يتميز بارتكازه على منحد هين ساده الانسياب الارضى. وانما يشيع تداخل عناصر المنحدر (التحدب العلوى والاستقامة الوسطى والتقعر السفلى) ببعضها، فيحدث الانتقال من عنصر الى آخر بشكل غير محسوس. ولهذا فاننا نفترض أن عمليات تجوية الصقيع والانسياب الارضى كانت نشطة على جميع أجزاء المنحدر.

ويعزز هذا الرأى حقيقة أن الزوايا العظمى، عادة فيما بين ٣٢ – ٣٤ درجة، فى المناطق المضرسة العميقة التقطيع، تمثل حالة سابقة من التوازن بين معدل تجوية الصخور بواسطة التجمد والانصهار، ومعدل نقل الحطام الصخرى المجوى الى حضيض المنحدر بواسطة الانسياب الارضى. وبهذه الطريقة وحدها يمكننتفسير عدم وجود الاوجه المكشوفة Free Faces والافتقار الى وجود رواسب انسياب أرضى سميكة من منحدرات الصخر الطباشيرى الشديدة الانحدار.

طبيعة صخر الاساس

لنوع الصخر أهمية كبيرة فى نمو وتطور المنحدرات فى المناطق المحيطة بالجليد، ويبدو هذا واضحا فى كثير من المناطق التى تأثرت بظروف مناخ هوامش الجليد. وهناك أمثلة عديدة فى هذا المجال نذكر من بينها الجورا السويسرية والفرنسية، ومنطقة



شكل (٥٨) تكوين حافات صخر جريت وظاهرة تور في جنوب البناين بانجلترا

دارتمور بانجلترا والجراند كوس Grands Causses فى جنوب فرنسا. ففى منطقة الجراند كوس يوجد قطاع منحدر مثال يتألف من سلسلة متعاقبة من أوجه مكشوفة (حرة Free Faces) شديدة الانحدار أوشبه قائمة، وقطاعات منحدر مستقيمة تنحدر بزاويا بين ٣٠ - ٣٥ درجة.

وهناك من الشواهد والاسباب ما يحمل على الاعتقاد بأن هذه المنحدرات، مثل نظائرها الالطف انحداراً منها فى دارتمور والجورا، قد تشكلت أثناء العصر الجليدى

بواسطة تجوية الصقيع والانسياب الارضى، وان كانت قد تأثرت فيما بعد بعمليات الاذابة التى أنشأت أشكالا أرضية منفردة فى منطقة الكوس واقليم الجورا.

ويمكن تلخيص هذه الشواهد فى النقاط التالية :

١- أن المنحدرات السفلى فى المناطق التى سبق ذكرها مغطاة فى العادة برواسب تتألف من حطام الحجر الجيرى الزاوى، مما يدل على أنه نتيجة لفعل التفكك والتحلل الصقيعى.

٢- يسهل تفسير الارتباط الموجود بين شكل المنحدر ونوع الصخر اذا ما افترضنا أن تطور ونمو المنحدر قد حدثت تحت تأثير ظروف مناخ هوامش الجليد.

ذلك أن الاوجه المكشوفه للمنحدرا ترتبط ارتباطا وثيقا بصخور الدولوميت الكتلية المندمجة، التى تتميز بقلة احتوائها على الفواصل وسطوح الانفصال الطبقى، وشدةمقاومتها لتجوية الصقيع، رغم أنها سلهة التحلل الكيمائى. أما المنحدرات المستقيمة التى تتراوح زوايا انحدارها بين ٣٠ - ٣٥ درجة، فيرتبط وجودها بالصخور الجيرية التى تتميز بالطباقية الجيدة وبكثرة الفواصل وشدة كثافتها، والتى تستجيل بسهولة لتجوية التجمد والانصهار، بسبب بنائها الضعيف وعظم نفاذيتها.

٣- تحوى الاحجار الجيرية فى العادة طبقات من صخور المارل، التى حينما تبتل وتتشبع بالمياه، تساعد فى تشحيم طبقة الحطام الصخرى المجواه السطحية، ومن ثم تشد من أزر عمليات الانسياب الارضى.

ولا شك أن كلا من النوعين من الصخور (الدولميت والحجر الجيرى) يستجيب لظروف المناخات الاخرى ويتفاعل معهابطرق مختلفة تماما. ففى ظروف المناخ الحار الرطب على سبيل المثال، لا يكون للدولوميت مكشوفة (أوجه مكشوفة أو حرة) لانه يستجيب بسهولة للتحلل بواسطة المياه السطحية الحامضية، رغم اندماج وقلة نافذيته، وتبعا لذلك تختفى الاوجه الحرة المكشوفةكعنصر مهم من عناصر المنحدر، وتحل محلها منحدرات مغطاة بالفتات الصخرى.

هيئة المنحدر

يؤمن معظم البحاث فى وقتنا الحالى أن لهيئة المنحدر تأثيرا كبيرا على شكله وتطوره فى ظروف مناخ هوامش الجليد. وتتضح صحة هذا الرأى ممانراه من انتشار وجود الاودية اللاتماثلية Asymmetrical (غير متساوية الجوانب) فى الجهات التى أصابها فعل عمليات هوامش الجليد. ومن الواضح أن هذه الظاهرة ليست نتيجة لانتقال أحادى الميل بواسطة المجارى فى اتجاه إلميل الطبقى الصخرى، وليست بسبب النحت

الجانبى للمجارى فى جانب واحد من جوانب الوادى بصفة مستمررة وفى جميع امتداده. والواقع أن اللاتماثيلية فى شكل الوديان فى اقليم معلوم قد تكون صدى لتوجيه واضح فى اتجاه واحد. مثال ذلك ما نراه فى اقليم تلال شيلتيرن Chilterns بانجلترا حيث نجد الاودية تجرى فى اتجاه عام من الشمال الغربى نحو الجنوب الشرقى، فنجد منحدرات الوادى المواجهة للجنوب الغربى أشد انحدارا بكثير من تلك التى تواجه اتجاه الشمال الشرقى.

ولكى نفسر كيفية التطور والتحول من واد متماثل الى واد غير متماثل، فاننا يجب أن نفترض واحد من أمرين :

١ - اما أن أحد جوانب الوادى قد عانى من عملية انحدار شديد.

٢ - أو أن الجانب الاخر منه قد أصابه تضاؤل.

ولا نستطيع بناء على الشواهد والادلة المتاحة أن نقرر أى الافتراضين أصح أو أقرب الى الصواب من زميله.

ولقد صاغ البحاث عدد من النظريات لتفسير الاودية اللاتماثيلية والكشف عن غموضها. ويمكن تقسيم تلك النظرات الى مجموعتين هما :

١ -مجموعة تضم النظريات التى تقترح أن المنحدر الذى تأثر تأثرا عظيما يعمليات هوامش الجليد، قد عانى من عمليات سببت شدة انحداره.

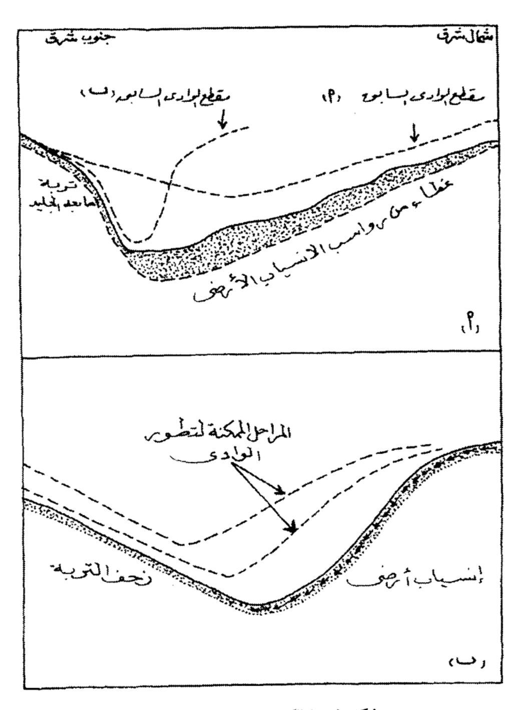
٢ - ومجموعة تشمل النظريات التى تفترض تناقص وتضاؤل زاوية المنحدر بسبب فعل الصقيع والارساب الارضى.

وما يزال الخلاف قائما والنقاش محتدما حول الطريقة المثلى التى بها تؤثر العوامل المناخية فى عمليات هوامش الجليد الدائبة العمل والتأثير فى كلا جانبى الوادى. ويرى كثير من البحاث أن العامل المؤثر الرئيسى يتمثل فى تفاوت كمية الاشعاع الشمسى التى يتلقاها كل من منحدرى الوادى، بينما يرى آخرون أن اتجاه الرياح السائدة هو العامل الاهم فى التأثير على هيئة كلا جانبى الوادى.

وفيما يلى عرض موجز لأهم النظريات وأقربها الى الصواب، التى تحاول تفسير تكوين الاودية اللاتماثلية.

النظرية الأولي :

وهذه تقترح أن المنحدرات التى تواجه الجنوب الغربى تكون عرضة لتجوية الصقيع والانسياب الارضى من غيرها، لأنها تتلقى كمية من الاشعاع الشمسى أكبر من تلك التى تصل الى المنحدرات المواجهة للشمال والشمال الشرقى. فالمنحدرات



شكل (٥٩) تكوين الوادى اللاتماثلى
أ) انسياب ارضى على المنحدر اللطيف.
ب) انسياب ارضى على المنحدر الشديد.

الاخيرة تقع فى الظل، ولذلك فانها تظل دائمة التجمد طوال اليوم، فتبقى جامدة غير نشطة. أما المنحدرات المقابلة لها والتى تتعرض للاشعاع الشمسى أثناء النهار، فانها تنصهر فيما بعد الظهر، لكنها تعود الى التجمد عند حلول الليل وأثناءه.

وتبعا لذلك فان هذه المنحدرات تتأثر بدورات التجمد والانصهار اليومية، التى

تؤدى الى تفكك الصخر وتحطيمه، وتقوم عملية الانسياب الارضى أثناء النهار بنقل المواد الصخرية المجواه نحو حضيض المنحدر. معنى هذا أن المنحدرات المواجهة للجنوب والجنوب الغربى تكون نشطة، وتتأثربالتراجع باشتداد الانحدار (شكل ٥٩). وتلك هى النظرية التى اقترحت لتفسير شدة انحدار منحدرات أودية أقليم شيليترن Chil-tern التى تواجه الجنوب الغربى.

النظرية الثانية :

تقول بأنه تحت تأثير الظروف المناخية الآنفة الذكر، ينبغى أن تؤدى تجوية الصقيع والانسياب الارضى الى تضاؤل المنحدرات التى تواجه الجنوب والجنوب الغربى. أى المنحدرات الهينة هى الانشط. وطبقا لهذه النظرية، فان المنحدرات الاشد، التى تضمحل فيها عمليات هوامش الجليد، ينبغى أن تواجه الشمال والشمال الشرقى. ويعتقد أن تحرك مواد الانسياب الارضى فى هيئة ألسنة على المنحدرات الهينة يؤدى الى دفع المجرى المائى المتدفق على امتداد قاع الوادى الى قاعدة المنحدر المقابل، الذى يزداد شدة فى انحداره بسبب عملية النحت والتقويض السفلى، وبالتالى تزداد «لا تماثلية» الوادى وضوحا وتحديدا.

ومن الواضح أنه لا يمكن تطبيق هذه النظرية على أودية اقليم شيلتيرن Chiltern المشار اليها آنفا، لكن من الممكن أن تكون مناسبة لتفسير أودية منطقة أخرى تقع الى الغرب من ذلك هى منطقة مارلبورو Marlborough ، حيث توجد أودية ذات منحدرت هينة تواجه الجنوب الغربى، وتغطيها رواسب الانسياب الارضى.

النظرية الثالثة :

يقول بعض البحاث أن المنحدرات المواجهة للشمال والشمال الشرقى، كانت تحت ظروف مناخ هوامش الجليد، تتغطى بغطاء أسمك من الجليد، ظل موجودا فترة أطول مما فوق المنحدرات المواجهة للجنوب والجنوب الغربى. وكان الجليد ينصهر بسرعة فوق المنحدرات الاخيرة بسبب تلقيها لاشعاع شمسى أكثر، ثم لا تلبث التربة أن تجف، ومن ثم تعاق أو توقف عملية الانسياب الارضى.

أما فوق المنحدرات المواجهة للشمال والشمال الشرقى، فان الجليد ينصهر ببطء. وتبعا لذلك تتوفر مصادر مستمرة للرطوبة تساعد عمليات الانسياب الارضى، فتتطور تلك المنحدرات لانها تكون أكثر نشاطا. ولم يتضح بعدما اذا كان هذا التطور يؤدى الى زيادة فى الانحدار أو تراجع وتضاؤل.

النظرية الرابعة :

وهى عكس السابقة، فأصحابها يرون أن المنحدرات التى تواجه الشمال والشمال

الشرقى أقل من غيرها نشاطا، لانها تكون محمية بغطاء الجليد. اذ يعتقد أن الجيد يعزل التربة فعلا عن تأثير التغيرات التى تحدث فى حرارة الجو التى تتراوح درجة الصفر المئوى، ولذلك فان تجوية الصقيع ينعدم فيها.

ويحدث عكس ذلك فى المنحدرات المواجهة للجنوب الغربى، اذ أنها تفقد غطاءها الجليدى سريعا، وبالتالى فانها تتعرض لفعل تجوية الصقيع. وتكون بذلك أكثر حركة ونشاطا، وتعان كذلك من التضاؤل بناء على احدى النظريات، أو تتطور الى منحدرات أشد حسب نظرية أخرى.

النظرية الخامسة:

تقول بأن اختلاف نمو وسمك الغطاء الجليدى فوق كل من منحدرات جانبى الوادى، لا يرجع الى التباين فى كمية ما يصيبها من اشعاع شمسى، وانما يرجع الى تأثير اتجاه الرياح السائدة.

مثال ذلك، حينما تسود الرياح الغربية منطقة معلومة، فان المنحدرات المواجهة للغرب، أى التى تواجه الرياح، تكون خالية من الثلوج، بينما تكون المنحدرات المواجهة للشرق، مغطاة بغطاء كثيف وفسيح من الثلوج لانها تكون محمية بسبب موقعها فى ظل الرياح. وتبعا للتباين فى معدلات فعل تجوية الصقيع والنقل بالانسياب الارضى فى كل من منحدرات جانبى الوادى المتقابلين، تنشأ الاودية اللاتماثيلية.

يتضح من عرضنا السابق أن مسألة الاودية اللاتماثيلية صعبة التفسير والايضاح، وتتباين العمليات التى تؤدى الى تكوينها وتتعقد كثيرا. ولهذا فانه من الصعب أن نجد تفسيرات أو اسبابا عامة لنشأة كل الاودية، وذلك لاختلاف توجيه اللاتماثل بالاودية باختلاف المناطق المحيطة بالجليد. وانما ينبغى دراسة أمثال هذه الوديان والبحث عن أسباب تكوينها فى كل منطقة على حدة حسب ظروف تكوينها المحلية.

النحت الثلجي

يشيع وجود تجاويف عميقة فى مناطق هوامش الجليد الحالية، خاصة فى المنحدرات المحمية المواجهة للشمال، الى تشغلها رقاع ثلج كل السنة أومعظمها. وهناك من الاسباب القوية ما يدعو الى الاعتقاد بأن هذه التجاويف ليست مجرد حفر سابقة الوجود، وتحتفظ بالثلج أثناء فصل الانصهار بسبب عدم تعرضها للاشعاع الشمسى، ولكنها ناشئة عن النحت فى سطح المنحدر. ويبدو أن العملية ناشئة أصلا فى منخفض ضحل كان موجودا فى المنحدر، لكنه بطبيعة الحال قد ازداد عمقا واتساعا بواسطة تعرية رقعة الثلة أو ما يمكن أن نسميه «نحت الثلج Nivation »، والكلمة مأخوذة عن اللاتينية Nix, Nivis بمعنى ثلج.

وفى المناطق التى عانت من العمليات المورفولوجية فى مناطق هوامش الجليدى أثناء عصر الهولوسين، قد نشأت تجاويف متطاولة وأحيانا مستديرة، لا بد بنفس الطريقة والعملية أى بنحت الثلج، ذلك أنه يستحيل تكوينها بالماء الجارى لانها لاتماثل فى شكلها الوديان العادية. وهناك الكثير من أمثال هذه التجاويف لا تتطور الان تحت ظروف مناخ هوامش، يعزوها البحاث الى نحت الثلج أثناء العصر الجليدى. منها التجاويف المنحوتة فى واجهات تلال السوث داوينز South Downs قرب ايست بورن East Bourne بانجلترا، وكذلك الحال فى تلال الجورا السويسرية، ومنطقة جبل ريجى Rigie قرب لوسيرن، وفى الهضبة البافارية فى جنوب ألمانيا.

وعلى الرغم من أن «نحت الثلج Nivation» عملية معترف بوجودها، فان آليتها لم تعرف بدقة حتى الآن. ويتفق البحاث أن حركة الثلج من تجاويف النحت الثلجى تجاه أسفل المنحدر تكا تكون معدومة، حتى ان امكانية النحت الثلجى Nivotion أو Snow-patch Erosion تعبير بعيد عن الصواب.

ولقد قام لويس Lewis (١٩٣٩) بدراسة تجاويف نحت الثلج فى أيسلندا. وخلص من دراسته الى القول بأن الانصهار يحدث عند قاعدة الثلج صيفا، بينما تتجمد كل رقعة الثلج فى الشتاء. ويعنى هذا ان نشاط التجمد والانصهار يؤثر فى الطبقة السطحية من التربة التى يرتكز عليها الثلج مباشرة. ويتم نقل الفتات الصخرى الدقيق الناشئ عن هذه العملية بواسطة الماء المنصهر أسفل الثلوج الذى يكون نهيرات صغيرة أثناء فصل الصيف. وبهذه الطريقة يزداد عمق تجاويف تعرية الثلج على حساب التربة، ومن ثم تدخل عملية التعرية هذه ضمن ازاحة التجوية.

ولعل الصعوبة الرئيسية التى تواج هذا التفسير تختص بامكانية تأثير الثلج كمادة عازلة. فقد اكتشف ويليامز Williams (١٩٤٩)، الذى درس رقاع الثلج Snow-Patches فى جبال سان جابرييل San Gabriel بكاليفورنيا، أن أدنى درجة تصلها حرارة الارض أسفل تجمعات الثلوج السميكة، لا تتعدى بأى حال نصف درجة مئوية، ومن ثم يستحيل فعل تجوية التجمد والانصهار التى تسود المناطق شبه القطبية أو الاراضى المحيطة بالجليد. ونحن لا يمكن أن نعمم هذه الظاهرة بناء على مثال أو حتى أمثلة محدودة، خصوصا أن كثيرا من البحاث ومنهم لويس Lewis أثبت عن طريق مختلف الدراسات أن التربة السفى أسفل رقاع الثلج تكون متجمدة حتى أثناء شهر يوليو.

ويرى ويليامز Williams أن التجوية الكيميائية قد تكون ذات شأن فى مساعدة نحت الثلج Nivation، هذا على الرغم من الاعتقاد الشائع بأن التجوية الكيميائية ذات أهمية محدودة وصغيرة نسبى فى مناطق هوامش الجليد. ذلك أن معدلات التفاعلات

الكيميائية تتدنى كثيرا بانخفاض درجة الحرارة، رغم وفرة المياه فى الصيف خاصة فى الجهت المصحوبة بتكوين الاحماض العضوية. ومع هذا فقد تبين من مختلف الدراسات، أن المياه المنبثقة من أسفل الرقاع الثلجية تحتوى على قدر كبير من بيكربونات الكالسيوم نتيجة لعملية الكربنة، وهى احدى عمليات التجوية الكيميائية.

ولقد عزا ويليامز وغيره هذه الظاهرة لخاصية المياه الباردة التى تستطيع اذابة قدر كبيرمن ثانى اكسيد الكربون. فقد وجد أن المياه الباردة فى درجة حرارة تعلو الصفر المئوى مباشرة قادرة على اذابة واحتواء قدر من ثانى اكسيد الكربون يعادل ضعف ثانى اكسيد الكربون الذى تذيبه وتحتويه نفس كمية المياه وهى فى درجة ٣٠ درجة مئوية. وتشهد درجة تركيز ثانى اكسيد الكربون العالية فى المياه المنصهرة من رقاع الثلج على صحة هذا الرأى.

ورغم أن هذه الحقائق واضحة لاتقبل الجدل، فانه ما زال من الصعب الاعتقاد بشيوع عمليات التجوية الكيميائية فى مجال نحت الثلج. ففى معظم رقاع الثلج نجد مساحات تحيط بها، تتميز بأن أرضها خالية من الثلج ومبللة بالميا بسبب انصهار الثلج فى الصيف. وفى هذه المساحات تنشط عمليات الصقيع والانسياب الارضى، وتكون أعظم فعالية وتأثيرا بكثير من عمليات الكربنة وغيرها من العمليات الكيميائية أسفل الثلج. وفضلا عن ذلك، وبافتراض أن رقاع الثلج ترتكز فوق مواد صخرية مفككة، وأن الانصهار الصيفى يحدث فى تلك المواد، علاوة على ما يرشح خلال الثلج من مياه منصهرة، فان أهمية الانسياب الارضى تزداد وتتعاظم.

فعل المجاري المائية في الاراضى المحيطة با الجليد

يعتقد بعض البحاث أن فعل الماء الجارى، كعامل نحت على الاقل، غير ذى أهمية تذكر تحت ظروف مناخ هوامش الجليد، بالقياس لفعل وتأثير الصقيع والانسياب الارضى. كما أن فعل الماء الجارى دون فعل الرياح فى المناطق المحيطة بالجليد، خصوصا فى المراحل المتقدمة من الدورة المورفولوجية فى مناطق هوامش الجليد. وينبنى هذا الاعتقاد اساسا على الرأى القائل بأن النحت بواسطة الماء الجارى يمتنع أو يعاق بواسطة كميات الرواسب الضخمة التى ترد الى قيعان الاودية النهرية بواسطة الانهيار الارضى Mass-Wasting . ذلك أن الانهيار الارضى يتركز على المنحدرات، ومن ثم يوسع النهر، فنرى قاع الوادى وقد امتلأ برواسب الانسياب الارضى. ولهذا فان المجارى المائية التى تتوقف عن الجريان قسما من السنة بسبب البرودة والتجمد، ونجدها وقد أثقلت بالحمولة، فلا تقوى على الحمل والنحت، وتبعا لذلك يحدث الارساب.

والواقع ان الامر يبدو أكثر تعقيدا من ذلك، لان المجارى المائية فى مناطق هوامش الجليد قد تنجز فى بعض الاحيان فعلا تحاتيا مؤثرا. فلقد وصف كثير من البحاث امكانية ذلك، ومنهم على سبيل المثال جينيس Jenness الذى درس أمثال هذه الظاهرة فى المناطق القطبية وشبة القطبية بشمال كندا، حيث يبلغ التساقط السنوى نحو ٢٥ سم أو أقل، لكنه يكون فى معظمه على هيئة ثلج شتوى، يتراكم على سطح الارض، ويظل كذلك مدة تزيد على سبعة أشهر، ومن ثم يتكون غطاء ثلجى يصل سمكه الى نحو ٩٠ سم يغطى مساحات كبيرة.

وحين يحل موسم الصيف يتحرر هذا المخزن المائى بانصهار الثلوج عقب ارتفاع الحرارة، فتجرى المياه المنصهرة بشدة وعنف، وتحدث تأثيرا تحاتيا ملحوظا. فلقد وصف جينيس Jenness تكوين جداول وصل عمقها الى أكثر من ٩٠ سم أثناء موسم انصهار واحد. كمالاحظ نفس الباحث وجود أودية خانقية عميقة شديدة انحدار الجوانب، تراوح عمقها بين ٦٠ - ٩٠ مترا، وعزا تكوينها لفعل الماء الجارى المنصهر من الثلوج، مما يدل على عظم قدرته التحاتية.

ويرى بعض البحاث أن بعضا من أشكال التعرية المهمة فى المناطق التى تأثرت بظروف مناخ خوامش الجليد، يمكن ارجاع تكوينها وتفسير تشكيلها بفعل وتأثير الماء الجارى. وكثيرا ما يستشهد على ذلك بالاودية الجافة فى الاراضى الطباشيرية الانجليزية. ويقترح بل Bull (١٩٤٠) لتفسير هذه الظواهر وأمثالها النحت بواسطة المجارى المائية التى كانت تستقى مياهها من الثلوج المنصهرة من القلنسوات الثلجية المتوجة للاجزاء العليا لتلال الداونز Downs.

وقد تبين من أبحاث حديثة فى اقليم كنت Kent بانجلترا، أنه قد تم حفر أودية صغيرة لكنها واضحة قرب قرية بروك Brook فى فترة زمنية مقدارها ٥٠٠ عام حول نهاية الفترة الجليدية الاخيرة، حينما ساد هذه المنطقة مناخ شبه جليدى (شبه قطبى) تميز برطوبة وبرودة نسبية. وقد تراكمت المواد المنحوتة من تلك الاودية عند حضيض الحافة الطباشيرية مكونة مراوح رسوبية. وتقع أسفل هذه المراوح رواسب مستنقعية أمكن تأريخها تأريخا دقيقا بواسطة طريقة الاشعاع الكربونى.

ويبدو أن العمليات التى شاركت فى تكوين هذه الأودية متعددة، وهى فعل الصقيع والانسياب الارضى ثم التعرية بفعل مياه السيول المنصهرة من الثلوج التى كانت تنحر مجاريها فى واجهة الحافة الشديدة الانحدار. ويطلق تعبير مركزعلى هذه العمليات مجتمعة هو : نيفيو فلوفيال Neveo-Fluvial أى العمليات الثلجية النهرية (Nivalis كلمة لاتينية تعنى الثلج، Fluvius كلمة لاتينية معناها نهر).

هذا ولا ينبغى أن نعتقد، بناء على ما سلف، أن كل الاودية الجافة فى المناطق الطباشيرية قد تكونت بهذه الطريقة فى نفس ذلك الزمن. ذلك أن كثيرا من الاودية الطباشيرية كبير لا يمكن أن ينشأ فى هذا المدى القصير من الزمن. كما أن بعضا منها يمتلئ بالرواسب، وبسمك كبير، مما يل على سيارة مرحلة ارساب طويلة تحت ظروف مناخ هوامش الجليد، أثناءها كان النحر بواسطة الماء الجارى المنصهر من الثلوج قليلا.

ولقد ناقش الجيومورفولوجى الفرنسى كوربيل Corbel (١٩٦١) المسائل الخاصة بالطبيعة الدقيقة لمناخ مناطق هوامش الجليد Perglacial Climate وتأثره فيا مكانية عمل النحت بواسطة الماء الجارى. ويمكننا تقسيم ظروف ذلك المناخ فى نمطين :

١- المناخ القطبي البحري :

وفيه تكون الغلبة والاهمية الكبرى لعملية الانهيار الارضى Mass-Wasting، لكن التساقط الغزير نسبيا يساعد الجريان المائى السطحى القوى وهاتان العمليتان مجتمعتان تكونان من القدرة بحيث تستطيعان ازالة فتات الانسياب الارضى المشتق من تجوية منحدرات جوانب الوادى، واستخدام هذه الحمولة الكبيرة فى النحت الرأسى Vertical Corrasion. وفى مثل هذه المناطق يبدو القطاع العرضى للوادى على شكل حرف V أو الرقم ٧.

٢- المناخ القطبي القاري :

وحيثما يسود هذا النوع من المناخ، تنتج تجوية الصقيع كمياتهائلة من الحطام الصخرى الزاوى الذى يتراكم عند أسافل المنحدرات وتتقيد نسبيا عملية الانسياب الارضى، وتأخذ شكل «مجارى» من الاحجار والحطام الصخرى. ويكون الماء الجارى محدودا للغاية فى كميته، بسبب جفاف هذا النوع المناخى. كما تكون المجارى المائية ضعفية ومتقطعة الجريان. فلا تقوى على حمل الكميات الكبيرة من الحطام الصخرى الشخن الذى يرد الى قيعان الوديان من منحدرات جوانبها. لهذا تكون قيعان الاودية مفعمة بالرواسب التى يزداد سمكها فترتفع قيعان الوديان باستمرار. وبهذه الطريقة تنشأ الوديان متخذة شكل الحرف الافرنج ى U، الذى يشبه فى بعض خصائصه الوديان الصحراوية.

فعل الرياح في المناطق المحيطة با لجليد

من بين الظاهرات الجيومورفولوجية فى مناطق هوامش الجلى لا نجد سوى تكوينات اللوس Loess التى تتميز بطبيعة متكاملة باعتبارها تكوينات هوائية، أو رواسب تغلب فيهاعناصر الارساب الهوائى. ونحن مع تشارليس وورث J.K. Charlesworth

الذى يقول بأن تكوينات اللوس هى أهم تراكم فى مناطق هوامش الجليد. وتتوزع فى أجزاء من اوروبا وآسيا وأمريكا الشمالية وأمريكا الجنوبية.

وتتركب تكوينات اللوس عاة من حبيبات دقيقة يتراوح قطر معظمها بين ٠,٠٥ – ٠,٠١ مم، لونها بنى فاتح أو مصفر، وأحيانا تكون رمادية. وتتركب بتروجرافيا من حبيبات من الكوارتز، وهو الغالب، ثم من الفلسبار بأنواعه، والميكا، ومن بعض المعادن الثقيلة كالجرانات والهورنبلند، كما تحتوى على نسبة متفاوتة من كربونات الكالسيوم. والتكوينات متناسقة البناء، هشة وملمسها ناعم. وفيها تنشأ تربات غاية فى الخصوبة والانتاج.

وتتوزع تكوينات اللوس فى أوروبا فى هيئة نطاق يمتد من الغرب الى الشرق : من شمال فرنسا، حيث يدعى هناك باسم ليمون Limon الى بلجيكا، وعلى طول الهوامش الشمالية لمرتفعات المانيا الهرسينية، الى سهول بولندا ثم جنوب روسيا.

وعادة ما يكون سمك تكوينات اللوس بين ٣ – ٦ مترا، لكن السمك يزداد كثيرا فى أودية الانهار الكبيرة مثل نهر الراين، حيث يصل الى ثلاثين مترا. كذلك الحال فى الاحواض المغلقة وشبه المغلقة كحوض فيينا وسهل المجر. وأجزاء من تشكيوسلوفاكيا.

والهامش الشمالى لنطاق اللوس الاوروبى محدد تحديدا حسنا، فهو يمتد جنوبى الحد الذى وصل اليه الغطاء الجليدى الشمالى، وشمالى الحد الذى اقترب منه الغطاء الجليدى الالبى. فهو يغطى أراضى هوامش الجليد أى الاراضى التى كانت محصورة بين الغطاء الجليدى الاسكندناوى (الاوروبى الشمالى) والغطاء الجليدى الالبى تلك الاراضى التى كان يسودها مناخ هوامش الجليد Periglacial.

ورغم كثرة ما أثارته نشأة تكوينات اللوس من نقاش وجدال، فقد أصبح معروفا أنه فى أوربا قد نشأ ابان فترات الجليد. فنشأته مرتبطة كل الارتباط بامتداد وانتشار الغطاءات الجليدية القارية العظيمة. ولم يعد هناك شك فى أن معظم تكوينات اللوس قد نقلت وتراكت بواسطة الرياح. ويشهد على ذلك تناسق حبيباتها، عدم طباقيتها، واحتوائها على حفريات لقواقع برية، ثم وجودها فوق قمم التلال، وعلى جوانب الاودية وقيعانها.

وقد نشأت التكوينات عن طريق سفى الرياح للرواسب الجافة فى المناطق المحيطة بالجليد البلايوستوسينى (هوامش الجليد) تلك الرواسب التى تتمثل فى الركامات النهائية والارضية (السفلى)، وتكوينات حقول الرمال والمواد الدقيقة Sander، والرواسب الفيضية. ثم أرسبت الرياح ما حملته من مواد دقيقة فى مناطق توافرت فيها شروط ساعدت على الارساب، وهذه تتلخص فى مناخ رطب نسبيا، وفى وجود حشائش تلتقط

الذرات والحبيبات، وتحميها من اعادة السفى بواسطة الرياح. وبذلك تتجمع حبيبات اللوس وتتراكم فى سمك يختلف مقداره حسب غنى الغطاء النباتى الذى يحمية من التذرية.

دورة تعرية هوامش الجليد

قد أدرك الجيومورفولوجيون أهمية التجوية والتعرية فى المناطق المرتفعة وفى العروض العليا، وكذلك فى الاراضى التى كان يسودهامناخ شبه قطبى أثناء فترات الزمن الرابع الجليدية. وبعدما تبين ما للتجوية والتعرية فى تلك الناطق من تأثيرات بينة، وكثرت وتنوعت الدراسات الخاصة بها، تقدم بيلتير Peltier (١٩٥٠) بمفهوم دورة نظرية للاشكال الارضية فى المناطق المحيطة بالجليد، أو ما يمكن أن نصوغها فى عبارة «دورة تعرية أشكال هوامش الجليد» (شكل ٥٧).

والعملية الرئيسية النشطة والمشكلة فى هذه الدورة هى عملية «التسوية بفعل الصقيع» Cryoplaanation، التى تؤدى فى النهاية الى تسوية سطح الارض بواسطة عمليتين تتفرعان عنها وهما :

١–عملية التكسير بواسطة الصقيع Frost Shattering والتى تدعى أحيانا باسم الكسر بالتجمد Conglifraction (وهى مشتقة من اللاتينية Congelare = يتجمد، و Fractare = يكسر).

٢– الاضطراب الذى يحدث فى الطبقة المجواة بواسطة نمو الجليد الارضى وبواسطة عملية الانسياب الارضى Solifiuxion والتى تعرف أحيانا باسم Con-geliturbation (مشتقة من اللغة اللاتينية من فعلين هما Congelare و Turbare بمعنى يحرك أو يثير).

ويمكن تطبيق كثير مما يذكر من تفسيرات وايضاحات لامكانية دورة تعرية جليدية، على دورة تعرية هوامش الجليد. وينبغى هنا أن نذكر أنه بالرغم من قصر عمر فترات الجليد البلايوستوسينية، فان بعض الصخور التى كانت مكشوفة ومعرضة لفعل الصقيع قد تآكلت وانخفض سطحها الى مستوى السطح المحلى. كما أمكن التعرف على مدرجات فى المناطق المرتفعة قام بتشكيلها وتسوية أسطحها كل من فعل الصقيع الاختيارى والانسياب الارضى.

هذا ويرى بلتيير Peltier، ورأيه منطقى ومتوقع أن حلول المناخ البارد الذى ينشئ العمليات الفاعلة لدورة هوامش الجليد، يؤثر فى بيئة طبيعية سبق تقطيعها بوساطة عوامل وعمليات أخرى سابقة للتبريد والتجليد، وهذا يعنى أن قسما كبيرا من عملية تسوية البيئة الطبيعية يكون قد تم انجازه بواسطة عمليات أخرى.

ومن الممكن عرض دورة التعرية فى المناطق المحيطة بالجليد فى النقاط التالية :

١- مرحلة الشباب :

يرى بلتيير Peltier أن فعل الصقيع يكون شديدا ومؤثرا فى هذه المرحلة، ويمكنه تحويل المنحدرات الموجودة أصلا الى واجهات صخرية مكشوفة شديدة الانحدار، تتراوح زوايا انحدارها بين ٢٥ – ٣٠ درجة وأكثر، كما يحدث لها نوع من التراجع المتوازى. وعند أسافل هذه الواجهات التى شقها فعل الصقيع، تنشأ اسطح سويةصنعها الصقيعتتدنى زوايا انحدارها فتتراوح بين ١٥ – ٢٠ درجة، وتماثل فى شكلها وانحدارها أسطح البيديمنتات Pediments الشديدة الانحدار، وفوقها يتحرك الحطام الصخرى الذى فتته الصقيع من أعالى الواجهات، بواسطة عملية الانسياب الارضى، نحو قيعان الوديان.

ويتراكم قسم كبير من هذا الفتات الصخرى الذى حطمه الصقيع فوق الهوامش السلفلى لاسطح التسوية بفعل الصقيع. ويرجع السبب فى هذا التراكم الى أن المجارى المائية تكون من الضعف بحيث لا تستطيع نقل الحطام الصخرى، لانها موسمية الجريان المائى، فلا تغذى بسوى المياه المنصهرة من الثلوج أبان الصيف.

٢-مرحلة النضج :

هى المرحلة التى خلالها تستهلك مناطق ما بين الاودية النهرية Interfluves بالتدريج، وذلك عن طريق التراجع المتوازى للواجهات الصخرية التى شقها الشقيع. وتظهر أسطح تسوية الصقيع وتحتل مساحات واسعة، وتظل تتأثر باجتماع فعل كل من تجوية الصقيع والانسياب الارضى، فينخفض مستواها وتتدنى زوايا انحدارها باستمرار.

٣- مرحلة الشيخوخة :

فى هذه المرحلة تتدنى كل زوايا الانحدار فتهبط الى نحو ٥ درجة فأقل. وتتغطى الاسطح التحاتية كلها بمواد من الفتات الصخرى الذى يكون قد تفتت واستدق، بحيث تتمكن الرياح من سفيه وحمله، وكنس «أسطح التسوية الصقيعية» بالتذرية والاكتساح، منشئة «لارصفة الكنس الهوائى». Wind-swept pebble pavements .

الفصل السادس

جيومورفولوجية الأراضي الجافة وشبه الجافة

جيومورفولوجية

الاراضى الجافة وشبه الجافة

مفهوم الصحاري وأهميتها الجيومورفولوجية وتصنيفها

مفهوم الصحاري وأهميتها الجيومورفولوجية :

على الرغم من تعدد الآراء فى مفهوم الصحراء، فان هناك اتفاقا شبه عام على أنها الاراضى التى تتميز بالقحولة والجفاف. فالمطر نادر السقوط، والنبات قليل الظهور. والصحراء بذلك مصطلح مناخى ونباتى فى آن واحد.

وتشغل الصحارى وأشباه الصحارى نحو ثلث مساحة اليابس الارضى. ومن أجل عظم هذه المساحة، يبقى على دارس الجيومورفولوجيا أن يتعمق فى دراسة أشكالها الارضية، وأن يتفهم تفاصيل ظواهرها المورفولوجية. وهناك سبب آخر مماثل الأهمية، يغرى بالدراسة والبحث، هو أن الاراضى الجافة تتصف بخصائص مورفولوجية فريدة، تختلف اختلافا بيناعن الظاهرات التى تتميز بها المناطق الرطبة.

ففى الصحارى، تنشئ عمليات التجوية والتعرية، المتأثرة الى حد كبير بظروف الحرارة والرطوبة السائدة، قطاعات واضحة حادة وخطوطا خشنة فى الصخور المكشوفة. وفيها يتضح الفرق الكبير بين القطاعات المتعادلة المتدرجة الناعمة التى تتصف بها دورة التعرية الرطبة، والقطاعات المجزأة، التى تربط ما بين أجزائها وصلات زاوية، والتى تتميز بها دورة التعرية فى المناطق الجافة.

ولقد نجد شكلا أو آخر من هذه الخصائص تتميز بها جهات أخرى، فى بعض مراحل دورة التعرية، كالمناطق الداخلية التى يصيبها عمل الجليد، أو الاراضى التى تنشط فيها وتشتد العمليات الكارستية. كما وأن الاشكال الارضية فى كل الصحارى لا يمكن اجمالها وتلخيصها بصورة مرضية فى مثل تلك العبارات البسيطة المختصرة الآنفة الذكر، ذلك أن ظواهر البيئة الطبيعية الجافة تتباين تبايناً واضحا فى الشكل العام والخطوط العريضة، وكذلك فى تفصيلات المظهر والهيئة.

الأنماط الرئيسية للأشكال الأرضية بالصحاري

يمكن تمييز الانماط الرئيسية الخمسة الاتية للاشكال الارضية فى البيئة الطبيعية للصحارى:

١- الاحواض التي تطوق الجبال :

ويكثر وجودها فى المناطق الجنوبية الغربية الجافة فى الولايات المتحدة الامريكية، حتى لتعتبر مثالية فيها. وتصحبها أنماط من التصريف المائى المركزى، وتتاخمها كتل هضبية أصابها التمزق والتقطيع العميق، وتكتنفها منحدرات شديدة تحمل غطاء من الكتل الصخرية المتناثرة، تحيط بها بيديمنتات صخرية هينة الانحدار، وتحف بها غطاءات فسيحة من الرواسب المائية التى تجلبها الاودية.

٢- هضاب الصخور الرملية ذات البنية البسيطة :

وتتميز بوجودها الاراضى الليبية وصحراء مصر الغربية. وتشق هذه الهضاب وتنحرها نظم من الاودية تتسم بطولها وتشعبها. وتتصف سفوح جوانب الاودية بشدة انحدارها حتى لتقترب من الوضع القائم بينما تبدو قيعانها مسطحة منبسطة وتفترشها ارسابات مائية.

٣- السهول التحاتية الفسيحة :

وهى سهول تحاتية Pedi-Plains (Erosional Plains) رحبة مترامية الاطراف عملت التعرية على تسويتها باحكام. وتتميز بوجودها صحارى القارة الافريقية وقارة استراليا. وتتصف بمنحدرات مقعرة مكشوفة، نشأت من التحام عدد عديد من البيديمنتات Pediments الصخرية. وتحوى تلالا منفردة منعزلة Inselberge شديدة انحدار الجوانب، تبدو متناثرة هنا وهناك.

٤- التراكمات الهائلة من الرمال والكثبان الرملية :

وتشكل هذه التراكمات ما يعرف بالعروق فى الصحراء الكبرى الافريقية. ومثلها عرق الفاشل Fachl، وعرق الشيش Erg Chech فى صحراء الجزائر، وعرق ربيانا Re-biana فى الصحراء الليبية. ولا يقطع استمرار هذه العروق سوى الكتل البركانية العملاقة المتمثلة فى الحجار وتبيستى والهروج الأسود.

وتجد هذه التراكمات الرملية الضخمة امتداداً لها فى بحر الرمال الأعظم فى الصحراء الغربية بمصر. وتكثر الصحارى الرملية بشبه الجزيرة العربية فيما يعرف بالربع الخالى، والأدهان، والنفود.

وتزخر صحراء استراليا، خصوصا قسمها الشمالى الغربى المعروف باسم الصحراء الرملية الكبرى Great Sandy Desert بأمثال هذه التراكمات الرملية الهائلة.

٥- الصحاري الصخرية أو الحجرية :

وتعرف باسم الرق Reg أو الحمادة Hammada وهى مساحات صحراوية رحبة،

مكشوفة الصخر، عارية من أى غطاء إرسابى، فقد اكتسحت الرياح أوالمياه الجارية جميع المواد الدقيقة التى كانت تفترشها، وألقت بها فى المنخفضات المتاخمة، التى تمتلئ بالعروق أوالمواد الفيضية والهوائية. ومن الممكن أن تشكل هذه البيئة الطبيعية الصحراوية وهى بيئة الحمادة، جزء من بيئة السهول الصخرية Pediplains الاكثر منها اتساعا وامتدادا.

تفسير نشأة الاشكال الارضية الرئيسية بالصحاري:

ويجرى تفسير هذه المتناقضات الجيومورفولوجية وهذا التنوع فى الاشكال الارضية بالصحارى عن طريق الالتجاء الى التركيب الجيولوجى والتاريخ التحاتى. مثال ذلك، يمكن تعليل نشأة مركب أنماط التضاريس المعروفة باسم بيئة الحوض والجبل Basin-and-Range Country فى الولايات المتحدة الامريكية، بواسطة الانكسارات والعيوب الكتلية Block Faulting التى حدثت أثناء الزمن الثالث. فكثير من الجبهات الجبلية الشديدة الانحدار هنا، ما هى فى الواقع سوى حافات عيبية. كما وأن المنخفضات المغطاة حاليا بغطاءات من الرواسب، والتى تعرف باسم بولسون Bolson والتى تحيط بها تلك الحافات العيبية، ما هى فى واقع الامر سوى منخفضات تركيبية.

أما بيئة السهول الهضبية العظيمة الاتساع وأشباهها فى الصحراء الكبرى الافريقية، فتنهض من الثبات التركيبى للقارة. ذلك أن أرض القارة ثابتة راسخة باستثناء رقاع محدودة أصابتها حركات أرضية حديثة مثل نطاق الاخدود الافريقى ومرتفعات أطلس. وصخور الاساس لمعظم القارة تشكل مركب الركيزة Basal Complex الأركى العتيق، الذى تعرض فى كثير من المناطق لتعرية دائبة مستمرة، وعانى بالتالى عديداً من دورات تعرية رئيسة منذ أعصر الزمن الثانى.

وتبعا لذلك فان الاشكال الارضية لها ارتباط بالخصائص التركيبية الاصلية أو التى نشأت بواسطتها، قد انطمست معالمها أو أزالتها التعرية تماما بمرور الأعصر الطويلة. مثل هذا قد ينهض دليلا يسند الرأى القائل بأن البيئات الطبيعية الصحراوية تخضع للمرحلة Stage فى دورة التعرية الديفيزية. وتجدر الاشارة هنا الى أن هناك اتفاقا عاماً يرتضيه حتى أكثر المعارضين لمفهوم الدورة تطرفا، على أن المناطق الجافة وشبه الجافة بقارة افريقيا تحوى أسطح تسوية عظيمة الاتساع والانتشار.

تصنيف الصحاري

هناك من البيئات الطبيعية الصحراوية ما نجم عن فعل العوامل المناخية التى تتحكم فى عمليات التعرية الرئيسية الدائبة التأثير فى الجهات الجافة. وفى هذا المجال ينبغى لنا أن نفرق بين:

١- الصحاري الحارة Hot Deserts :

التى لاتتضمن فصولها السنوية أى موسم بارد حقيقى، وأمثالها الصحراء الكبرى الافريقية وصحراء شبه الجزيرة العربية وصحراء أتكاما، وصحراء كالاهارى والصحراء الأسترالية الكبرى.

٢- الصحاري الباردة Cold Deserts :

وفيها تكون برودة الشتاء شديدة حتى لتنخفض درجات حرارة وسط الشتاء (شهر يناير أو شهر يوليو) الى ما يدانى درجة التجلد، ومن أمثلة الصحارى الباردة: الحوض العظيم فى الولايات المتحدة الأمريكية، وصحارى داخلية قارة آسيا، وصحراء بتاجونيا فى جنوب الأرجنتين.

ويبدو أن لعمليات التجوية الميكانيكية بفعل الصقيع أهمية كبيرة فى الصحارى الباردة، لكن تأثيرها محدود فى الصحارى الحارة، رغم انخفاض درجات الحرارة أثناء الليل، واحتمالات تكون الصقيع.

وهنالك تقسيم آخر للصحارى بحسب الموقع الجغرافى، الى نمطين:

١- الصحارى القارية Continental

٢- والصحارى البحرية Maritime

وتتميز الصحارى البحرية، وهى المطلة على البحار والمحيطات بأنها باردة نسبيا، حتى حينما تقع فى مجالات العروض الدنيا، ذلك أن متوسط حرارة أحر الشهور فيها لا يزيد عادة على ٢١ْم. كما وأن تأثير البحر المنظِّم والمعدل للحرارة، يجعل المدى الحرارى السنوى للصحارى البحرية صغيرا، بالقياس الى المدى الحرارى الواضح فى صحارى داخلية القارات. وحتى التباين الحرارى اليومى فى الصحارى البحرية يبدو قليلا، وأدنى حدة بكثير منه فى الصحارى القارية، وتبعا لذلك فان التجوية الميكانيكية الناجمة عن التفاوت الحرارى اليومى والسنوى، أو مايمكن التعبير عنها بتجوية الاشعاع الشمسى، تكون أقل فاعلية فى الصحارى البحرية منها فى الصحارى القارية.

الخصائص الرئيسية العامة للصحاري

وعلى الرغم من وجود هذا التباين والتنوع المناخى فى مختلف جهات المناطق الجافة، فانه من الممكن تمييز عدد من الخصائص العامة التى يشيع وجودها فى كل الصحارى، والتى تساعد فى التعرف على أوجه الاختلاف والتمايز بين البيئات الجافة والبيئات الرطبة.

التفاوت الحراري :

تعتبر صفة التباين الحرارى اليومى، من بين أهم الخصائص الرئيسية، من وجهة النظر الجيومورفولوجية، التى تنفرد بها الصحارى القارية الداخلية الكبرى، سواء كانت تلك الصحارى حارة أو باردة. ويشتد وضوح هذه الخاصية فى الصحارى القارية المدارية، حيث يشتد ارتفاع الشمس، ويقل ميل اشعاعها، وحيث تتدنى الرطوبة النسبية ويكاد ينعدم غطاء السحب، فيتسبب ذلك كله فى سرعة تسخين سطح الارض.

وتعود الحرارة فتتحول بالتوصيل من سطح الارض الى الهواء من فوقه، وبالتالى كثيرا ماتصل حرارة ما بعد الظهيرة الى ٣٨ درجةمئوية وأكثر، بل لقد تصل أحيانا الى ٤٥ درجة مئوية وتزيد. ورغم شدة القيظ أثناء سطوح الشمس نهارا، فان الحرارة سرعان ما تهبط أثناء الليل، بسبب شدة الاشعاع الارضى الذى ينطلق بحرية ودون عائق بسبب انعدام الغيوم، بمقدار ١٧ْم وزيادة. ولقد تسجل فروق حرارية يومية تزيد على ٣٥ درجة مئوية فى بعض الاحوال الشاذة.

هذا التطرف الحرارى الذى نجده فى الصحارى الحارة القارية الكبرى، لا نصادفه فى الاراضى الجافة المطلة على البحار والمحيطات. فهناك تظل درجات حرارة الصيف فيما حول ٢٧ درجة مئوية وأقل، ويقل المدى الحرارى اليومى عن ١١ درجة مئوية.

الجفاف :

أما الجفاف فهو السمة الرئيسية للصحارى بطبيعة الحال. وهو النتيجة المنطقية لانخفاض كمية الامطار السنوية، وارتفاع معدلات التبخر، خصوصا من أسطح الصخورالمكشوفة العارية بواسطة أشعة الشمس الساخنة والرياح العاتية. ولقد تقترب كمية الامطار السنوية الساقطة فى الصحارى المدارية من ٢٥ سم أو قد تزيد على ذلك لكن فاعليتها تكون مغلولة محدودة، لا تقوم بأود سوى النبات الفقير الجاف.

وليست بنا حاجة الى القول بأن التساقط فى كثير من الصحارى ضئيل للغاية. ففى مصر، على سبيل المثال، تتناقص كمية الامطار السنوية تناقصا سريعا بالاتجاه نحو الداخل جنوبا، من ٢٠ سم فى الاسكندرية الى ١٠ سم فى طنطا (وسط الدلتا)، الى ٣ سم فى القاهرة. وتكاد تنعدم فى أعالى صعيد مصر (فى أسوان نحو ١ سم وأقل)، حيث تتعاقب سنين عجاف عديمة المطر. ورغم أن المطر فى هذه الاجزاء الجافة متغير، لا يدوم سوى سويعات قليلة، الا أنه يسقط فى هيئة وابل ويكون غزيراجدا، ويصف «ستون» Sutton (١٩٤٩) ما نجم عن زوابع رعدية فى شهر ابريل من عام ١٩٠٩، اسقطت نحو ٥ سم من المطر فى صحراء مصر الشرقية فى يوم واحد (٢٤ ساعة).

ويصحب هذا المطر الغزير الساقط فوق صخورمكشوفة عارية من الغطاء النباتى، نسب عالية جدا من الجريان السطحى. ويذكر ستون Sutton ومحمود حامد وغيرهم أمثلة لعواصف فجائية تسبب أمطارا غزيرة تملأ الاودية الجافة وتحولها الى سيول عارمة.

من ذلك العاصفة الرعدية التى حدثت فى عام ١٩٠٢، حولت وادى علاقى، الذى يصب فى نهر النيل جنوب أسوان بنحو ٨٠ كيلو مترا الى سيل جارف. فقد امتلأ الوادى الجاف بالمياه وتحول الى مجرى مائى قوى عنيف، بلغ عرضه نحو ٣٠٠ متر فى بعض الجهات وتراوح عمق المياه فيه بين ١ - ٣ متر. واستمرت المياه تجرى فى الوادى نحو ثلاثة أيام. ورغم عظم كمية المياه التى جرت فى الوادى، الا أنها فشلت فى الوصول الى النيل. فبعد جريان المياه لمسافة تناهز ٦٥ كيلو مترا من المنبع، دخلت الى منخفض واسع،حيث تجمعت مكونة لبحيرة أو بركة عظيمة، سرعان ماجفت عن طريق التبخر والتسرب فى رمال الصحراء.

وتشتهر أودية الصحراء الشرقية المصرية بالجريان المائى الفجائى فى أعقاب الانخفاضات الجوية والاعاصير الضالة، التى تصيب نطاق جبال البحر الاحمر، وتسبب الامطار الفجائية الغزيرة. وفيضانات وادى قنا، وغيره، شهيرة، وتتكرر كل بضع سنوات مرة، وآخرها ما حدث فى ١٩ من شهر أكتوبر عام ١٩٧٩، ونجم عنها تخريب مناطق العمران، وتشريد آلاف السكان فى منطقة مصبه فى وادى النيل ومثل هذا يقال عن سيول ١٩٩٤.

التغيرات المناخية:

وتبقى بعد ذلك مسألة هامة فى دراسة أشكال الارض الصحراوية تتعلق بالتغيرات المناخية وتأثيراتها وآثارها الباقية. فهناك عدد عديد من الادلة والشواهد التى توضح، بما لا يدع مجالا للشك فى أن تكوين ونمو الغطاءات الجليدية فوق الكتل القارية أثناء الزمن الرابع كان له تأثيرات بينةعلى مناخات مختلف جهات العالم. فلقد أدى نمو الجليد وتغطيته ليابس العروض العليا والوسطى الى تزحزح النطاقات المناخية الرئيسية صوب دائرة الاستواء. ونجم عن ذلك امكانية اقتحام الرياح الغربية وما يصاحبها من أعاصير ممطرة لصحارى النطاقات المدارية، ومنها، على سبيل المثال، صحارى شمال افريقيا. كماكان نطاق الامطار الاستوائية والمدارية يتسع وتزداد رقعته فيعم جنوب الصحراء. وتبعا لذلك يشيع سقوط الامطار فوق جميع أرجاء الصحراء.

ولقد كان ذلك الحال أثناء الفترات الجليدية. أما أثناء الفترات الدفيئة (غير الجليدية) فقد كانت الاوضاع تعود الى سيرتها الاولى، فتتراجع النطاقات المناخية متخذة مواقعها الحالية. ولقد أمكن رصد آثار لهذه الذبذبات المناخية التى حدثت أثناء الزمن الرابع فى كثير من جهات النطاقات الجافة (انظر جودة ١٩٨٠ أ، ١٩٨٠ ب).

ومما لا شك فيه أن فترات المطر أثناء الزمن الرابع، التى حظيت بها الصحارى المدارية الحالية، خصوصا أجزاؤها تجاه القطب كانت بمثابة عامل جيومورفولوجى على جانب عظيم من الاهمية. فكما سنرى بعد قليل تحمل كثير من الاشكال الارضية طابع فعل المياه، وتبعا لذلك فقد تشكلت إبان عصر كانت فيه كمية الأمطار السنوية الساقطة كبيرة، وكان الجريان المائى السطحى أعظم بكثير منه فى عصرنا الحالى.

وخير مثال لعمل الماء الجارى فى الصحارى أثناء عصر البلايوستوسين المطير تلك الاودية الكبرى التى تشق صحارى شمال افريقيا وشبه جزيرة العرب، والتى تحمل كل الاشكال الجيومورفولوجية التى نراها فى أودية الانهار العظمى الحالية. ويجمع الباحثون فى وقتنا الحالى على أن تلك الاودية هى من عمل الماء الجارى والينابيع (بيل Peel ١٩٤١، وبوديل Buedel ١٩٦٥، وجودة ١٩٧٢، وغيرهم كثير) أثناء فترات المطر الغزير التى تخللت عصر البلايوستوسين.

وهناك من الشواهد البيدولوجية، والاركيولوجية والمورفولوجية ما يشير الى كثرة الأمطار حتى فى داخلية الصحراء الليبية، ومنها أيضا قيعان بحيرات جافة فى واحات الكفرة والجفرة واقليم فزان (جودة ١٩٧٥) وكانت تلك الامطاركافية لانماء غطاء غنى من الحشائش، كانت ترعاها حيوانات السافانا.

وفى هذا المقام ينبغى لنا أن نشير الى أنه لا يشترط بالضرورة أن يسبب ازدياد التساقط دائما حدة فى عمليات التعرية، بل لقد يكون العكس هو الحال فى بعض الأحايين. ذلك أن كمية صغيرة من المطر الفجائى تأخذ شكل وابل انقلابى شديد قصير محدود الأمد، قد ينشئ سيولا عنيفة قصيرة العمر، تجرى مسرعة متدفقة فوق سطح يخلو من النبات أو يحوى غطاء فقيرا من الاعشاب. مثل هذه الفيضانات الفجائية القصيرة الاجل قد تجلب كميات هائلة من الرواسب الى منطقة الإرساب، كما قد تحدث فعلا تحاتيا مؤثرا.

أما حيث تكثر الامطار وتتوزع فصليا توزيعا منتظما، فانها تناسب حينئذ نمو غطاء نباتى كثيف، الذى يعمل بدوره على إعاقة الجريان السطحى، وعلى فقدان كميات كبيرة من المياه عن طريق التبخر والنتح والتسرب. وتسبب هذه الاحوال، التى تعتبر مثالية للمناطق المعتدلة الرطبة فى وقتنا الحاضر، ركودا فى عمليات التعرية.

وانه ليبدو ممكنا، أن تكون الصحارى فى وقتنا الحاضر، حتى أشدها جفافا، ماتزال نشيطة حية من وجهة النظر الجيومورفولوجية، وهذا ما تمكن كل من بلومى Blueme وبارث Barth من إثباته (١٩٧٣) فى صحارى غرب الولايات المتحدة الامريكية، وشبه الجزيرة العربية، وجودة (١٩٧٥) فى الصحراء الليبية، هذا على الرغم من حلول الجفاف الحالى بتلك الصحارى فى أعقاب انتهاء العصر الجليدى.

هذا وإن دراسة الصحارى تؤكد أن المشكلة الكبرى التى تواجه الجيومورفولوجيين هى مشكلة التفريق والتمييز بين مؤثرات كل من العمليات الجيومورفولوجية الحالية والسالفة فى الاشكال الارضية الحاضرة.

العمليات الجيومورفولوجية المؤثرة في الصحاري

عمليات التجوية

التجوية الميكانيكية بالاشعاع الشمسي:

كان الاعتقاد السائد لاعوام طويلة أن التجوية فى الصحارى هى فى الغالب ميكانيكية النمط، وأنها أساسا نتيجة للمدى الحرارى اليومى الكبير، ويشار الى هذه العملية فى بعض الاحيان بعبارة «تجوية الاشعاع الشمسى» Insolation Weathering ففى أثناء النهار، يسبب التسخين الشديد بواسطة أشعة الشمس، تمددا فى المستويات السطحية للصخور. ولما كانت معظم المعادن المكونة للصخور رديئة التوصيل جدا للحرارة، فان الضغوط الى يولدها التمدد، تتجمع وتتمركز فى المستويات السطحية الضحلة.

التقشر:

وبهذه الوسيلة كان يعتقد حدوث التكسر الموازى لسطح الصخر، وتفكك وانفصال أجزاء سطحية مسطحة الى شظايا تكون غالبا ذات أطراف منحنية. وتشيع تجوية البصلة أو التقشر هذه أيضا فى المناطق القليلة المطر، المرتفعة الحرارة، وهى ذات تأثير بين خصوصا فى بعض الصخورالنارية العميقة التكوين مثل صخر الجرانيت والصخور المتحولة كالنيس.

ويلعب التقشر دورا رئيسيا فى تشكيل أنصاف القباب المتقشرة Exfoliation half-domes وهى مكاشط صخرية جرانيتية مستديرة تبرز من منحدرات شديدة الانحدار مغطاة بالرواسب، وفى تكوين مظهر التلال المنفردة القبابية الشكل التى تعرف غالبا باسم بورن هاردت Bornhardt نسبة الى الجيولوجى الالمانى الذى يحمل هذا الاسم W. Bornhardt، وهو من بين الرواد الاوائل فى دراسة هذه الاشكال الارضية المشهورة، والتى يكثر وجودها فى أجزاء متعددة من قارة افريقيا.

وينبغى هنا أن نؤكد أن هذه الظواهر لا يقتصروجودها على الاراضى الجافة، فهى كثيرة الوجود وواسعة الانتشار فى منطاق السافانا ذات المناخ الفصلى المطر. هذا ويظن أن التلال المخروطية الشكل المشهورة باسم أقماع السكر Sugar loaves والتى ينتشر

وجودها فى شرقى البرازيل، تدين بمظهرها العام، فى خطوطه العريضة الرئيسية، الى عملية التقشر، رغم أن هذه التلال المخروطية الواقعة شرقى مدينة ريودى جانيرو تتساقط عليها أمطار سنوية تتراوح بين ١٠٠ – ١٢٥ سم (٤٠ – ٥٠ بوصة).

التفكك الكتلي والتفتت الحبيبي :

ومن بين عمليات التجوية الهامة التى تعزى لتأثيرات الاشعاع الشمسى، عملية تحطيم الصخور التى تتميز بكثرة الفواصل وتحولها الى جلاميد صخرية يعبر عنها باسم التفكك الكتلى Block Disintegration وعملية تكسير الصخور البللورية الى حبيبات صغيرة، والتى تدعى باسم «التفتت الحبيبى Granular Disintegration» وينشأ التفتت الحبيبى من تبيان ألوان المعادن المكونة للصخر وبالتالى اختلاف قدرات المعادن على امتصاص الحرارة، والتباين فى معامل التمدد الخاص بمختلف المعادن المكونة للصخر.

وتتأثر كثيرمن الصخور بعملية التفكك الكتلى والتفتت الحبيبى فى آن واحد، وقد يؤدى التفكك الكتلى الى نشوء واجهة صخرية رأسية الانحدار، أو قريبة من ذلك، وتبعا لذلك فان الجلاميد التى تنفصل تسقط حرة طليقة الى حضيض المنحدر حيث تتراكم مكونة لمخروط رسوبى Talus. أما فوق المنحدرات التى تتراوح درجاتها بين ٢٥ – ٤٥°، فان الكتل الصخرية التى تكتنفها الفواصل تبقى، عقب انفصالها بالتجوية، فى مكانها، أو قد تتحرك ببطء شديد نحو أسفل المنحدر. وتختلط بالمواد المكونة للتيلاس وبالكتل الصخرية التى تغطى المنحدرات مواد حبيبية ناعمة ناشئة عن التفتت الحبيبى، يسهل نقلها الى أسفل المنحدر بواسطة الماء الجارى، وحيث تنتشر وتتوزع مكونة لمراوح رسوبية.

التجوية الكيميائية :

يعتقد معظم الجيومورفولوجيين الحديثين أن هذه العمليات الثلاث وهى التقشر، والتفكك الكتلى، والتفتت الحبيبى، رغم أنها جميعا تؤدى الى تحطيم طبيعي للصخر الصلد، الا أنها ليست مجرد نتيجة للتجوية الميكانيكية وحدها. وفى رأيهم أن أهمية عامل الجفاف (الذى يمنع حدوث التفاعلات الكيميائية التى تعتمد على وجود الرطوبة والتغيرات الحرارية اليومية مبالغ فيها. وحجتهم فى ذلك أن التجارب المعملية التى قام بها بلاك ويلدر Black Welder (١٩٣٣) وجريجس Griggs (١٩٤٢)، وثبت منها أن معظم الصخور الشائعة الوجود فى قشرة الارض شديدة المقاومة للتجوية الميكانيكية، حتى حينما تتعرض لتغيرات حرارية كبيرة فى المقدار وفى السرعة. ومن جهة أخرى، لوحظ أن طبقات الصخر التى تتفكك فى الطبيعة بواسطة عمليةالتقشر Exfoliation غالبا ماتكون سميكة (سمكها بضعة أمتار) بالقدر الذى يستحيل أويصعب معه التأثير

فيها بواسطة التغيرات الحرارية وحدها، حتى ليبدو معقولا افتراض أن الصخر قد تحطم على طول الفواصل التى تكتنفه أصلا، والتى تمتد موازية لسطح الصخر.

مثل هذه الفواصل التى تعطى للصخور النارية مظهرا طباقيا، يشار اليه عادة بتعبير «الطباقية الكاذبة Pseudo-bedding » تنشأ فى أغلب الظن من عملية يقال لها «إنزياح الضغط» Pressure Release أو التمدد Dilation، وتؤثر هذه العملية فى الصخور البلوتونية أساساً، وهى الصخور التى تميل الى الارتداد حينما تكتسح التعرية ما فوقها من غطاء صخرى سميك، مما يؤدى الى نشوء نظام مفصلى شريطى الشكل مقوس عند السطح. وتبقى المشكلة فى تحديد أى من عمليات التجوية تستفيد من هذه الفواصل فى مهاجمة الصخر. وبالنظر الى إمكانية التداخل المحدود للتغيرات الحرارية فى الصخر، فان فعل التجوية الميكانيكية يبقى متواضعا، بينما يشتد تأثير التحلل الكيميائى، إما عن طريق تسرب المياه فى الفواصل اوانبثاقها منها.

وهنا ينبغى لنا أن نؤكد أن المياه لا تنعدم تماما فى الصحارى. وقد أثبتت الدراسات التفصيلية للصخور التى أصابتها التجوية فى المناطق الجافة بكل وضوح،أنه قد حدث تحليل كيميائي لمكونات الصخر المعدنية، بسبب وجود كميات ولو صغيرة جدا من الرطوبة. ومصدر الرطوبة قد يكون فى سقوط أمطار عرضية أو فى بخار ماء انبثق من طبقة صخرية مشبعة بالمياه فى عمق معلوم بواسطة الخاصية الشعرية.

وفى الحالة الاخيرة، يحدث كثيرا أن يكون الماء الصاعد محتويا على أملاح ذائبة، تساعده على غزو وتحلل الصخور أثناء مروره خلال مسامها وعلى امتداد فواصلها. وليس بمستبعد أن تكون عملية التقشر ناشئة أصلا بهذا الطريق. ويصحب صعود الماء بالخاصية الشعرية فى نطاق محدود، تحليل كيمائى لداخلية الكتل الصخرية والجلاميد الضخمة، وإرساب قشرة صلبة على سطحها تدعى طلاء الصحراء Desert Varnish، وهو يتألف من أكاسيد الحديد والمنجنيز. وحينما تنكسر هذه القشرة الخارجية يتعرض القلب المتآكل للإزالة فتتشكل بذلك الكتل الصخرية المجوفة Hollow Blocks، التى كثيرا ما نراها عند هوامش الصحارى.

ويبدو أن تجوية الفجوة Cavity Weathering التى تؤدى الى تكوين فجوات وتجاويف مستديرة (تدعى تافونى Tafoni) فى صخرالجرانيت ناشئة هى الأخرى عن التحليل الكيميائى، ذلك أنها تمارس فعلها عادة فى المناطق الظليلة حيث تتخلف الرطوبة. وكان كثير من القواعد الصخرية فى الصحارى حتى عهد قريب ينسب لفعل ضربات الرياح المحملة بالرمال فوق منسوب الارض المحيطة مباشرة، ويعتقد الان أنها ناجمة أساسا عن فعل التجوية الكيميائية، ويتصل بهذا الأمر، ويعضده، انتشارحدوث الندى فى الجهات الصحراوية.

فعلى الرغم من أن الرطوبة النسبية عادة منخفضة جدا، وقد تهبط أثناء النهار الى ٢٥ ٪ أوأقل من ذلك، فان التبريد الليلى قد يكون من الشدة بحيث تهبط حرارة الارض الى نقطة الندى وما دونها. وينجم عن ذلك تكثيف غزير للمياه ،ومع أن قطيرات الماء تتبخر بسرعة حينما ينبلج الصباح، فان تأثيراتها تكون مهمة فى المدى الطويل. ونحن نرجح تكوين أنماط من حفر ضحلة وطوابع وكليشيهات، نراها بكثرة فوق أسطح الصخورالجيرية فى الصحارى الى فعل الندى.

وصفوة القول أن التجوية الكيميائية تقوم بدور فعال فى الجهات الصحراوية، وهو دور كان يقلل البحاث الى عهد قريب من أهميته، بينما كانوا يرفعون من قدر التجوية الميكانيكية الى حد بعيد، ولسنا ندعى هناالحط من قدر التجوية الميكانيكية، وإعطاء التجوية الكيميائية فى الصحارى مكانتها فى الجهات الرطبة، حيث تتم تجوية أنواع من الصخور، بواسطتها، فى مساحات ضخمة وتحويل معادنها الى صلصال. لكن التجوية الكيميائية فى الصحارى تتحسس أماكن الضعف الصخرى، فتغزو الفواصل والشقوق والاماكن الظليلة وأسافل الكتل الصخرية وقواعدها، وتؤثر فى بعض المعادن المكونة للصخور، وينشأ عن هذا فى النهاية تفكك طبيعى فعلى للصخر الى جلاميد وشظايا، وحبات صغيرة.

من هذا نرى أن تأثيرات التجوية الميكانيكية الحقيقية فى الصحارى تشبه الى حد كبيرتأثيراتها فى مناخات أخرى منها مناطق هوامش الجليد periglacial (أراضى محيط الجليد) على سبيل المثال. وتبعا لذلك فان أسطح الصحراء المثالية تتغطى بغطاء من الرواسب الخشنة ذات الزوايا الحادة فى الاغلب الاعم، ويقل فيه محتوى الدقائق الصلصالية.

فعل الماء الجاري في الصحراء

لقد أصبح من الامور المسلم بها فى وقتنا الحالى إرجاع معظم الاشكال الارضية الرئيسية فى الصحارى لفعل المياه الجارية، سواء منها ما كان يجرى أثناء فترات المطر فى الزمن الرابع، أو ما يسيل بين وقت وآخر فى ظروف المناخ الحالى. ولم يعد هناك مجال لتجاهل فعل التعرية بالماء الجارى، بالنحت والنقل والارساب، فى الجهات الصحراوية لصالح فعل الرياح، التى كان يعتقد، لزمن طويل، بأنها العامل الجيومورفولوجى الاهم فى تشكيل سطح النطاقات الجافة. ولا يقتصر الامر على كثرة مشاهدات السيول، ورصد الفيضانات عند حدوثها، وانما يتعداها الى حقيقة أن كثيراً من الاشكال الارضية المثالية الملازمة للصحارى، كالاودية والبيديمنتات الصخرية، ومسطحات الرواسب الفسيحة، والمراوح الدلتاوية الرحبة، كلها تحمل بصمات واضحة لفعل المياه الجارية.

أنماط الجريان المائي السطحي بالصحاري

هناك نمطان رئيسيان للجريان المائى السطحى بالصحارى هما:

١ – فيضان الوادى ٢ – الفيضان الغطائى

وفيما يلى شرح موجز لكل منهما:

١ - فيضان الوادي :

أكثر أشكال الجريان السطحى شيوعا فى الصحارى هوما يُدعى «فيضان المجرى المائى Stream-Flood»، وهو تعبيرصاغه وليم موريس ديفيز، ولعل تعريبه باسم «فيضان الوادى» أفضل وأصح. وتحدث هذه الفيضانات عادة فى المناطق المرتفعة التى تقطعها مجارى جافة، أو أودية جافة فى أغلب الاحيان، لكنها تمتلئ بالمياه، وتشغلها الفيضانات عقب سقوط أمطار محلية غزيرة. ويدخل ضمن هذا النمط فيضانات وادى علاقى، ووادى قنا وغيرهما من أودية صحراء مصر الشرقية، التى تشق لها مسالك جيدة التحديد خلال الهضبة، نابعة من مرتفعات البحر الاحمر.

وليست كل فيضانات الاودية على هذا النحو من الضخامة والتأثير. ومع هذا فهناك من مجارى الاودية القصيرة ما يقطع واجهات الجبال الشديدة الانحدار، أوالحافات الانكسارية، والبيديمنتات الصخرية فى اقليم الحوض والسلسلة Basin and Range فى غربى الولايات المتحدة الامريكية، وتصبح من وقت لآخر متدفقة عنيفة الجريان.

ولم يتضح بعد تماما ذلك الدور الجيومورفولوجى الذى تقوم به فيضانات الاودية. فلقد تكون هى المسئولة عن حفر الاودية المتشعبة العميقة، كأودية الصحراء الكبرى الافريقية وصحراء شبه الجزيرة العربية. أولعلها تتبع مجارى سالفة شبه دائمة كانت تجرى بالمياه أثناء فترات مطيرة فى الزمن الرابع.

ونحن نعتقد بالرأى الاخير، ذلك أن كثيرا من الاودية يتصل بقطاعات متعادلة «ناعمة» لا يعتورها اضطراب او انقطاع،تبرهن على أن تشكيلها قد حدث بواسطة مجارى مائيةعادية، لا بواسطة فيضانات متقطعة غيرمنتظمة وقصيرة الأمد. وفى وقتنا الحاضر، تمتلئ قيعان كثيرمن الاودية برواسب نهرية سميكة، معظمها تمت تجويته وازاحته من جوانب الاودية، وان الوظيفة الاساسية لفيضانات الاودية هى حمل ونقل هذه المواد، وليس استخدامها فى الهجوم على صخور قيعانها، الا فى حدود ضيقة.

ولاشك فى ان المجارى المائية الصحراوية تفقد كميات هائلة من مياهها حين الجريان عن طريق التسرب والتبخر، ولهذا يحدث عند ا نتهاء المرحلة الابتدائية التى

خلالها يتم بسرعة التقاط وحمل حمولة ثقيلة من الرواسب أن تبدأ مرحلة حمل زائد Overloading بسبب تناقص التصريف المائي. وتبعا لذلك فان الارساب، وليس النحت، يصبح أمرا محتوما فى الاجزاء الوسطى والدنيا من مجارى الاودية.

ومع هذا فان فيضانات الاودية تقوم بوظيفة تحاتية لا تنكر، فهى تؤدى نحتا جانبيا مؤثرا بنجاح تام. ويبدو أن ظاهرة المنحدرات الشديدة التى تتميز بها كثيرمن أودية الصحارى، والتى تفصها عن قيعان الاودية المسطحة زوايا حادة، انما يرجع تشكيلها الى فيضانات الاودية التى تتأرجح من جانب لآخر، وتنحر أسافل منحدرات جوانبها. وبهذه الوسيلة تستهلك أراضى ما بين الاودية تدريجيا، ويتشكل بذلك سطح تعرية جانبية.

ولقد استخدمنا هذا التتابع فى تطورالاشكال الارضية لتفسير الظواهر الرئيسية فى الصحراء الليبية كسهول التعرية، والتلال المتخلفة من تحطيم وتعرية أراضى ما بين الاودية، والهضاب الممزقة بواسطة الاودية الكبيرة. ويبدو أن لفعل الينابيع فى الصخور الرملية النوبية المنفذة، أهمية فى قطع أسافل منحدرات الاودية وتراجعها (جودة ١٩٧٢ و ١٩٧٥).

ويرى جونسون (١٩٣٢)، وآخرون، أن النحت الجانبى بواسطة فيضانات الاودية فى صحارى جنوب غرب الولايات المتحدة الامريكية، يكون نشيطا بصفة خاصة، فى الاماكن التى تنصرف فيها مياه أودية الاراضى المرتفعة متدفقة الى مناطق منخفضة .وتحدد الفتحات القمعية أو المروحية الشكل فى واجهة النطاق الجبلى مخارج هذه الاودية وتسمح لفيضانات الاودية أن تتأرجح جانبيا، وتنحر أساس المنحدرات الشديدة فى كلا جانبى كل مخرج. ويبدو أن تراجع واجهة الجبل،وهى عملية هامة تؤدى الى تعرية الكتل الارضية المرتفعة فى تلك المناطق تنشأ أصلا من النحت و «التشذيب» التراجعى للنتوءات الصخرية الموجودة فيما بين فتحات مخارج الاودية بواسطة تعرية فيضانات الاودية.

ويرجع إصرار كثير من الجيومورفولوجيين على أهمية التعرية الجانبية فى الاراضى الجافة الى كثير من المشاهدات والادلة الاستنتاجية، ومنها النحر السفلى لمنحدرات جوانب الاودية والزوايا والانقطاعات الحادة بين منحدرات جوانب الوادى وأرضيته، ثم مشايعتهم لنظرية اقترحها الجيولوجى الامريكى جيلبيرت G.K. Gilbert ومؤداها أن المجارى المائية التى تكون كاملة الحمولة، وهى صفة تتميز بها فيضانات الاودية الصحراوية بسبب انعدام وجود النبات الذى يعترض سبيلها ووفرة وجود الفتات الصخرى، تصبح عاجزة عن النحت الرأسى، لكنها تتمكن من النحت الجانبى بقوة واقتدار.

٢- الفيضان الغطائي أو الشريطي :

ويتمثل النمط الثانى الرئيسى للجريان المائى السطحى فى الجهات الصحراوية فيما يسمى بالفيضان الغطائى، وهو تعبير اقترحه الباحث الامريكى ماك جى McGee فى عام ١٨٩٧ ، وأشاع استخدامه كتاب آخرون. وكما يدل التعبير، تحتوى الفيضانات الغطائية تدفقات مائية واسعة المدى لا تنحصر فى مجارى وقنوات محددة وانما تنتشر فوق كل المساحة الارضية. ولا يحدث هذا الشكل من الفيضانات المائية فى ارض وعرة ممزقة مضرسة بطبيعة الحال، وانما يحدث وبصورة مؤثرة فوق المنحدرات الهينة الممهدة غير المضرسة.

ولا شك أن البيديمنتات (المنحدرات الصخرية الهينة) والمراوح الرسوبية التى تحف بالاراضى الصحراوية المرتفعة، تعتبر مناطق نموذجية لتشكيل الفيضانات الغطائية. وفى مثل هذه المناطق، تنشأ الفيضانات إما عقب سقوط امطار محلية غزيرة،أو من تحول فيضانات الأودية التى تبزغ من مخارج خوانق الاودية المتجاورة.

ويختلف الجريان المائى هنا عنه فى الانهار. ذلك أن الفيضانات الغطائية لا تحوى طبقة سميكة عميقة متجانسة منتظمة من المياه تتدفق بسرعة ثابتة مطردة، لكنها تبدو فى هيئة شبكة شديدة التعقيد من «الجداول» و «الغدران» العالية السرعة. وعادة ما ينطبع هذا النمط المشبك أو المتشابك لتلك الجداول والغدران فو ق طبقة الفتات الصخرى الى تنساب عليها الفيضانات الغطائية.

ولقد كان تحديد الدور الجيومورفولوجى للفيضانات الغطائية محل خلاف ونقاش. وذهب بعض الكتاب القدامى الى تأكيد أهمية الفيضانات الغطائية كعوامل نحت، وتقوم بتخفيض أسطح البيديمنتات الصخرية والمراوح الرسوبية. كما اعتقد ماك جى نفسه بأن انتشار وجود المساحات الممهدة التى يقترب سطحها من الاستواء فى الصحارى، انما تعكس فعالية تأثير الفيضانات الغطائية.

والواقع أننا لا يمكن أن نشاهد الفيضانات الغطائية أو نلحظ وجودها إلا حينما قد تم بالفعل تمهيد الارض وتسوية سطحها، وتبعا لذلك فانه يبدو من المرجح، أن الفيضانات الغطائية إنما تنشأ من تواجد البيديمنتات والظواهر المشابهة لها، فهى لا تقوم بتشكيل تلك الظواهر فى المراحل الاولى.

وقد رأى وليم موريس ديفيز Davis وآخرون أن الفيضانات الغطائية تقوم أساساً بوظيفة النقل، فهى تحمل المواد المفتتة الدقيقة الحبيبات من واجهات المرتفعات، عبر البيديمنتات، الى نطاق الارساب فى هوامش البيديمنتات. وتبعا لذلك فانه يمكن اعتبار

البيديمنت منحدر نقل Slope of Transportation، تنشط من فوقه الفيضانات الغطائية فى القيام بوظيفة النقل.

ويذكر ديفيز أن البيديمنتات تفقد أحيانا كل ما يغطيها من رواسب، وحينئذ تحل فيضانات الاودية Stream Floods محل الفيضانات الغطائية، فينشط النحت الرأسى حينئذ، وتتمكن فيضانات الاودية من تجديد سطح البيديمنت الصخرى الصلد وتحويله الى شبكة من الجداول الخانقية، وفى النهاية تتلاشى تضاريس الاراضى المحصورة بين هذه الجداول الخانقية عن طريق النحت الجانبى الذى تقوم به فيضانات الاودية، وتبعا لذلك تعود الفيضانات الغطائية الى التشكيل تارة أخرى فوق سطح صخرى أملس. وبهذا يتم تخفيض سطح البيديمنت أو إعادة تعادله، بعد تعاقب فترات فعل وتأثيركل من الفيضان الغطائى وفيضان الوادى.

ويبدو لنامما سبق أن كثيرامن الدراسات التى تمت بخصوص فعل المياه فى الصحارى، قد قام بها بحاث أمريكيون وأخصهم ماك جى McGee (١٨٩٧) ولوسون Lawson (١٩١٥)، وديفيز Davis (١٩٣٨) وبريان Bryan (١٩٣٦) وجونسون Johnson (١٩٣٢)، فى الاقليم الجنوبى الغربى الجاف من الولايات المتحدة. ونحن نرى مع بيل Peel (١٩٦٦) أن ذلك الاقليم لا يعد، فى الواقع نموذجا مثاليا للاراضى الجافة فى العالم. ورغم أن بيل درس أجزاء من الصحراء الليبية، وأشار الى حدوث الفيضانات الغطائية فيها، الا أنه، بالطبع وصف مايحدث عند هوامشها. إن الاعتقاد السائد بأن معظم تساقطات المطر فى الجهات الصحراوية يتصف بالغزارة الشاذة لا تسنده المشاهدات الفعلية كلها، كما وأن تلك المشاهدات ذاتها ليست بالكثرة المطلوبة.

إنه ليس من شك فى ان العواصف الاستثنائية تحدث فى الصحارى لكن حدوثها ينحصر على الخصوص فى هوامش الصحراء، وفوق المرتفعات التى تحف بها، وتندر فى داخليتها. ولقد نجد أمثلة عديدة متكررة للعواصف المطيرة وما يصاحبها ويعقبها من جريان سطحى فى صورة فيضانات أودية أو فى هيئة فيضانات غطائية فى مشارف مرتفعات البحر الاحمر فى صحراء شرق مصر وشرق شمال السودان، لكن ليس فى داخلية صحراء مصر الغربية.

ونصادف أمثلة أخرى فى مشارف الساحل الليبى حيث تسقط أمطار شتوية فى جنوبى برقة فى الشرق، وفى جنوبى الجبل الطرابلسى فى الغرب، وعلى أبعاد لا تزيد كثيرا على مائة كيلو متر (جودة ١٩٧٢، ١٩٧٥). أو فى أقصى الجنوب من مشارف هضاب تيبستى حيث تسقط أمطار صيفية (أنظر بلومى وبارث ١٩٧٥، جودة

١٩٧٥) . وكذلك الحال فى صحراء شبه الجزيرة العربية، وقد توفر على دراستها الاستاذ بلومى Blueme فى عامى ١٩٧٥ ، ١٩٧٦ ، وجودة فى عام ١٩٧٤ .

انه ليبدو واضحا أن أصقاعا شاسعة من داخلية الصحراء الكبرى الافريقية، ومن قلب شبه الجزيرة العربية، حيث الجفاف المفرط، لا ترى العواصف الماطرة الا فيما ندر، وتبعا لذلك فان فعل الماء الجارى فيها لذو أهمية فى وقتنا الحاضر. لكننا نؤمن بجريان سطحى مؤثر فى جميع أجزاء هذه الاراضى الجافة أثناء العصر المطير (جودة ١٩٨٠) .

فعل الرياح في الصحارى

الرياح ظاهرة عالمية تنتشر فى كل أرجاء الارض، ولكنها لا تصبح عاملامشكلا لسطح الارض الا حيث تسود القحولة والجفاف. فالغطاء النباتى يكسرحدة احتكاك الرياح ويحمى الارض من احتكاك الرياح ويحمى الارض من تأثيرها. وتبعا لذلك فان المناطق الفقيرة فى نباتها أو الخالية منه، أى الصحارى وأشباه الصحارى هى التى تتعرض لفعل الرياح كعامل تعرية. ففيها تكثرالمواد التى فتتها فعل التجوية فيسهل على الرياح التقاطها وحملها أو دفعها واكتساحها. أما فى المناطق الرطبة فان الغطاء النباتى يحمى التربة. كما تعمل ذرات الماء على تماسك حبيباتها فيقل تبعا لذلك فعل الرياح كعامل تعرية .

الرياح كعامل نحت

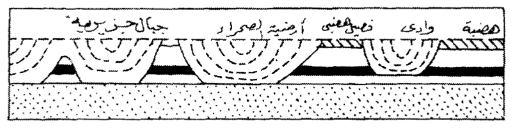
حينما تكون الرياح نقية خالية من الرمال والغبار يصبح تأثيرها كعامل تعرية محدوداً للغاية أو معدوما مهما بلغت قوتها. ومن ثم فلابد لها من فتات صخرى تنقله، ويكون بمثابة معاول هدم تؤثر بها فى الصخور فتصقلها وتنحتها، وتتضح هذه الظاهرة فى الجهات الصحراوية التى تخلو من الرمال. ففى صحراء مصر الشرقية تغطى السطح قشرة رقيقة متصلبة لا يتعدى سمكها ملليترا واحدا، وهى من الرقة بحيث يستطيع إصبع اليد اختراقها بسهولة، وتوجد أسفلها مواد ترابية هشة من السهل تحريكها، لكن الرياح لا تقوى على حملها نظرا لوجود الغشاء الملحى الذى يغطيها ويحميها من تأثير الرياح، ولعدم وجود رمال مكشوفة يمكن للرياح حملها واستخدامها فى تمزيق القشرة الصلبة .

يتضح تأثير هذين العاملين عندما تهب العواصف الشديدة، اذ أن الجو يبقى خاليا من الغبار، ومن ثم فلا بد للرياح من حمولة رملية تساعدها على القيام بوظيفتها كعامل نحت. وهذه الحمولة تجهز لها عمليات التجوية، ويتوفر هذا العامل (وجود

الرمال) فى صحراء مصر الغربية، فهنا تستطيع الرياح بما تحمله من رمال أن تمزق القشرة الملحية المتصلبة، وتنفذ الى ما تحتها من رمال وغبار فتذريه، وسرعان ما يغبر الجو حتى ولوكانت الرياح ضعيفة، وتهب على الصخور فتصقلها وتخلع عليها أشكالا جديدة.

وعلى الرغم من أن سرعة الرياح تفوق سرعة الانهار بكثير، إلا أن الهواء أقل كثافة من المياه ودونها فى كتلها المتحركة. وبالتالى فان قوة الرياح أضعف من قوة المياه الجارية. ولا تتحرك الرياح عموما فى مسار ضيق محدود، كما هى حال مياه النهر، ولكنها تهب على مساحة كبيرة فتصقلها، وتلائم نفسها بالبيئة التى قد تتميز باختلاف فى طبيعتها وتباين فى ارتفاعها، وتتفوق الرياح على الجليد المتحرك والماء الجارى فى قدرتها على مقاومة الجاذبية الارضية، فهى تتحرك صعدا الى قمم المرتفعات، وتهبط الى أسافلها، وهى فى مسارها لا تتقيد بإنحدار معين، ولهذا لا يمكن للبيئة الطبيعية التى تشكلها الرياح أن تظهر فى صورة الأودية، لكنها تتطور الى مظهر البيئة الحوضية، وعندما تقابل الرياح عائقا فانها تحتجزأمامه فتزداد عنفا، بينما تتوزع فى ظهيرة فتضعف قوتها. ومع هذا فان قوة الرياح الهابطة تشتد فيما وراء العائق (ظل الرياح) اذا كان انحداره شديدا ويزداد تأثيرها كلما إشتد الانحدار.ويصبح دوام تأثير الرياح دون تأثير المياه الجارية فى الاراضى التى تهب عليها الرياح بانتظام. فتأثير الرياح يتغير بالتباين فى قوتها ، وفى اتجاهاتها، وفى تكرر هبوبها. ويزداد فعلها عندما تهب على دفعات، والى جانب الرياح السطحية السائدة هناك التيارات الهوائية الصاعدة و الدوامات الهوائية التى تتميز بقدرة كبيرة على الحمل صعدا. ويشتد تأثير الرياح فى الاجزاء السفلى من الكتل الصخرية البارزة نظرا لأنها لا تقوى على رفع الفتات الصخرى الى علو كبير. وتشاهد هذه الظاهرة فى الصحارى المصرية، فنجد الاجزاء السفلى فى أعمدة التلغراف وقد تآكلت وصقلت بفعل الرياح دون أجزائها العليا.

ومن هذا نرى أن فعل الرياح كعامل نحت يتوقف على سرعتها وقوتها وطبيعة هبوبها، وعلى مقدار ما تحمله من رمال، ثم طبيعة الصخر الذى توثر فيه، ان كان لينا أوهشا أوصلبا مندمجا.

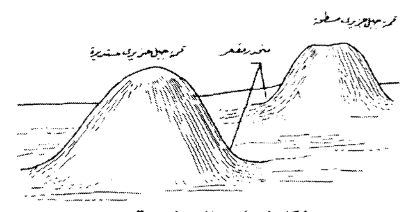


شكل (٦٠) أشكال سطح في صحراء مصر الغربية

مظاهر النحت بواسطة الرياح

إن أى مسافر أورحالة يجتاز نطاقا صحراويا سرعان ما يتبين أن الرياح لا بد وأن تكون بذات أهميـة كعامل فى تشكيل سطح الاراضى الجافة. ولا شك أن العواصف الترابية الصغيرة الدائبة الهبوب فى الصحارى والتى تنشأ عن تيارات هوائية صاعدة أوهابطة محلية، والرياح الأقوى والاكثر استمرارا وتأثيرا كالخماسين فى مصر والعجاج (ريح الجنوب) فى ليبيا، والهبوب فى السودان، وغيرها من رياح الصحارى الساخنة المتخمة بالرمال وبسحب الغبار، التى تملأ الجو فتتعذر معها الرؤية لأمتار قليلة، كل ذلك قد ترك انطباعا قويا فى أذهان الدارسين الأول للاشكال الارضية فى الصحارى، بينما لم تحظ الفيضانات العارضة الفائقة القدرة بما تستحق من دراسة واهتمام.

وبالمثل، فإن بحار الرمال الكبرى، وهى نتاج عمل الرياح كعامل نقل وإرساب قد شدت انتباه البحاث منذ البداية. ومن هنا تأصل الاعتقاد العام البعيد عن الصواب بأن الصحراء النموذجية هى أرض الكثبان الرملية المترامية الاطراف. حقيقة ان الصحراء تحوى من العروق والغرود المنفردة ما تصل أبعاد كل منها مئات الكيلو مترات، وتغطى مساحات تبلغ آلاف الكيلومترات المربعة، لكن قد تبين أن بحار الرمال لا تشغل من سطح الصحارى العالمية سوى العشر (١٠٪) فقط بينما تشغل الحمادة والرق، وهى أصقاع قد تحوى رمالا، لكن بكميات صغيرة، نحو ٩٠٪ من جملة مساحة سطح الاراضى الجافة فى العالم.



شكل (٦١) جبال جزيرية

السهول التحاتية والجبال الجزيرية (المنفردة):

فى عام ١٩٠٤، رجح الجيولوجى الالمانى بسارجى Passarge أن السهول التحاتية الواسعة الانتشار، التى تعلوها التلال الجزيرية المنفردة Inselberge (كملة ألمانية مكونة من شقين Insel ومعناه جزيرة، Berg ومعناه جبل أو تل) شديدة انحدار الجوانب،

والتى توجد فى جهات عديدة فى الاراضى الجافة ومناطق السافانا فى غرب أفريقيا، ما هى إلا نتاج تعرية عصور رطبةوجافة متعاقبة فى الماضى، ففى اثنهاء فترات الرطوبة كانت تسود تجوية كيميائية عميقة ومؤثرة كانت تنشأ عنها طبقة صخرية متحللة سميكة، ما تلبث أن تكنسحها الرياح أثناء مرحلة جفاف لاحقة. وتنشأ التلال الجزيرية فى الاماكن التى استطاع فيها الصخر الصلد أن يعرقل أو يمنع تداخل التجوية الكيميائية فى عمق الصخور، بينما تتشكل السهول فى المساحات الى كانت تغطيها الطبقة المفتتة المتحللة السميكة والمستوية السطح (شكل ٦١).

وتتفق نظرية بسارجى هذه فى بعض مفاهيمها مع الافكار الحديثة لتفسير الاشكال الارضية بمناطق السافانا. وتختلف عنها فى أن الفكر الحديث يؤمن بأن فيضانات الفصل الممطر هى المسئولة عن اكتساح وازالة الطبقة الصخرية المفتتة المجواة، وبالتالى عن كشف السطح الاساسى وهو سطح التعرية ومايبرز فيه من قباب صخرية لم تستطع التجوية تفتيت صخرها، وهى التى تظهر فى صورة الجبال الجزيرية.

ونحن لا نظن أن أحدا من الجيومورفولوجيين الحديثين يرتضى القول بأن فعل الرياح كان له أية أهمية حقيقية فى نشوء وتطور ظواهر مورفولوجية كالجبال الجزيرية، والبيديمنتات وسهول التعرية المترامية الاطراف. مثال ذلك كينج L.C. King (١٩٤٨) الذى يقول فى معرض شرح نظريته الخاصة بدورة تشكيل البيدمنت بأن التقطيع الاصلى للبيئة الطبيعية انما يرجع الى تعرية نهرية أثناء عصر انخفض أثناءه مستوى القاعدة العام، وهو التقطيع الذى ترتب عليه تشكيل الكتل الهضبية المرتفعة التى بمرور الزمن تتضاءل بفعل التجوية وبتراجع الحافات، وتتحول الى جبال جزيرية وكتل صخرية منفردة تورس Tors وأعمدة جلمودية مدورة – أو كوبى Koppies (ناشئة من طول تعرض الجبال الجزيرية للتجوية والتحطيم).

بري الصخور وتكوين الوجه ريحيات :

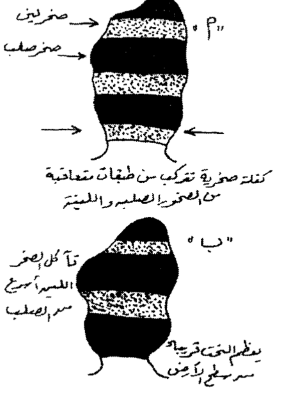
يؤدى النحت بواسطة الرياح الى تكوين أشكال صخرية غاية فى الغرابة تبدو بهيئة البشر أو الحيوان، وتستقيم منتصبة فوق أسطح بعض الصحارى. ذلك أن حركة حبيبات الرمل بواسطة الرياح تأخذ شكل الزحف Creep على طول السطح أو القفز، وهى عملية تتضمن وثب حبات الرمل بتأثير هبوب رياح مضطربة. وينشأ عن حركة الرمال المركزة فى نطاق بضع ديسيمترات فوق مستوى الارض وضربها بشدة لقواعد الكتل الصخرية الواقعة فى مجال هبات الريح، تأثير تحاتى فعال.

مثل هذا البرى Abrasion بواسطة الريح التى تهب فى شكل عصفات رملية كفيل بصقل وبرى الصخور الصلدة، وتقويض ونحت أسافل أوقواعد الصخور اللينة، وتشكيل

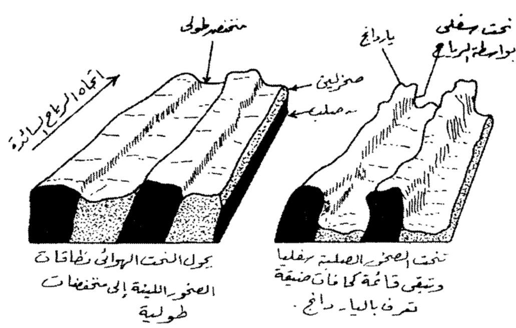
الجلاميد المنفردة، وتحويل الاحجار الصغيرة الى ما يسمى «الوجه ريحيات» أى الى الحصى المضلع ذى الأوجه المصقولة Ventifacts ومنها الحصى ذو الاضلع والاوجه المشهورة فى اللغة الالمانية باسم Wind Kanter . والوجه ريحيات عبارة عن حصى أو قطع صخرية تمزقت من الصخر بتأثير التجوية، ثم تعرضت لانقضاض هبات الرمال فترة طويلة، فينشأ عن ذلك برى وصقل أحد جوانبها، وتعرف بذات الوجه الواحد Ein Kanter الذى تتعامد حافته مع اتجاه الرياح. وحين يتغير وضع الحصوة لسبب أو لآخر، كأن تدور أو تنقلب بفعل هبوب الرياح، يتعرض جانب ثان و ثالث لهبوب الريح المحملة بالرمال، فتتكون عدة أوجه تصقلها وتبريها الرياح، فينشأ عن ذلك أن يتحول الحصى الى أشكال مثلثة أو رباعية أو خماسية أومتوازية الأوجه والحواف، وقد ينشأ مثيل لتلك الاشكال حينما يتغير اتجاه الرياح بانتظام ويبقى الحصى ثابتا.

القواعد الصخرية والموائد الصحراوية والشواهد :

لقد كان يعتقد فيما مضى أن الأشكال الصخرية الصحراوية التى تشبه قواعد التماثيل Pedestal وما يسمى مشروم Mashroom الذى يمثل صخرة تشبه المائدة القائمة على عمود واحد، تنشأ نتيجة لبرى حضيض الصخور بواسطة الرياح، لكن يرجح الآن تأثير التجوية الكيميائية حول التقاء حضيض الصخور بسطح الأرض



شكل (٦٢ أ ، ب) تأثير التعرية الهوائية في الكتل الصخرية

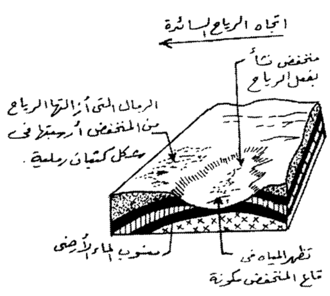


شكل (٦٣) تضاريس الياردانج

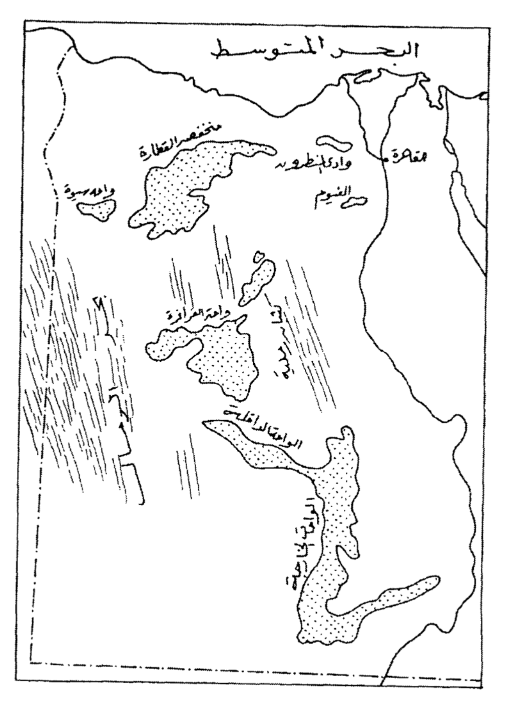
المبتلة . والواقع أن القواعد الصخرية والموائد الصحراوية وغيرها من أشكال الشواهد Zeugen لا يقتصر وجودها على الصحارى وحدها، بل تمكن رؤيتها مرارا فى جهات أكثر رطوبة بكثير، حيث لا يمكن أن نجد لفعل الريح أثرا، وأمثلة ذلك عديدة فى إقليم يوركشير بانجلترا، فيما يعرف هناك باسم صخور بريمهام Brim Ham Rocks وفى منطقة فاريا بجبل لبنان وفى الجورا السويسرية والفرنسية (شكل ٦٢ أ، ب) .

تضاريس الياردانج (الكدوات) :

ولعل الشكل الارضى الوحيد الذى يمكن إرجاع تكوينه لفعل الرياح بشئ كثير من



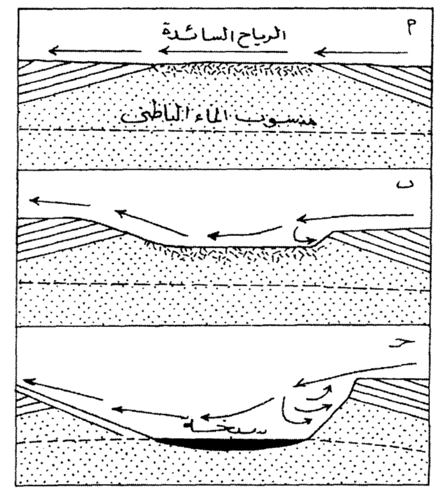
شكل (٦٤) تكوين المنخفضات الصحراوية



شكل (٦٥) منخفضات الواحات بصحراء مصر الغربية

التأكيد، هو ما يسمى ياردانج Yardang وما يصحبه من ظواهر الحافة والأخدود Ridge-and- Furrow وتتضمن هذه الظواهر منخفضات ممدودة مطولة، حفرتها الرياح على طول امتداد خطوط ضعف الصخور، ويكون توجيهها عادة فى نفس اتجاه الرياح السائدة. ويفصل بين هذه المنخفضات كتل وحافات صخرية صلدة مقاومة لفعل الرياح تبدو بشكل ضلوع الحيوان، وتلك هى الياردانج. ولا يزيد ارتفاع الياردانج عن

تسعة أمتار الا فيما ندر، وكثيرا ما يقل علوها عن ذلك، وتظهر عند قواعدها آثار برى بواسطة الرياح (شكل ٦٣). ولهذه الظاهرة أمثلة واضحة فى قاع منخفض الخارجة حيث تعرف هناك باسم «الكدوات»، (امبابى ١٩٧٠) وكذلك فى قاع منخفض البحرية (كليو ٢٠٠٠).



شكل (٦٦) تكوين تجاويف الاكتساح (التذرية) الهوائى

المنخفضات الصحراوية :

وهناك نمط مهم واحد من أنماط الاشكال الارضية فى الصحارى، يمكن اعتباره حصيلة لتعرية الرياح. إنه المنخفض المغلق، الذى يمثل ظاهرة لكل الاراضى الجافة، والذى يتفاوت فى مساحته تفاوتا كبيرا. فلقد لا تتعدى مساحته بضعة أمتار مربعة فى بعض الصحارى، بينما تصل بضع عشرات أو مئات من الكيلومترات فى تجاويف بانج كيانج Pang Kiang فى صحراء منغوليا، بل إن منخفض القطارة فى صحراء مصر الغربية، الذى يرجع البعض تشكيله لفعل الرياح وحدها أيضا، تزيد مساحته عن

٥١٠٠٠ كيلو مترامربعا (عرضه ١٦ كيلو مترا، وطوله ٣٢٠ كيلو مترا) وعمقه عن ١٣٥ مترا. وقد نشأ عن طريق إزالة نحو ٣٣٠٠ كيلو مترا مكعبا من المواد الصخرية كما يذكر بيل Peel (١٩٦٠، ١٩٦٦).

ومن المعروف أن بعض المنخفضات المغلقة ذات نشأة تركيبية تكتونية. فلقد يتكون المنخفض نتيجة لعيب أو إنكسار، أو يتشكل فى ثنية إلتوائية مقعرة، أو يشغل مكان تقوس الى أسفل إقليمى عريض. لكن النشأة التكتونية لا يمكن تطبيقها على كل المنخفضات الصحراوية. ونحن نرى لغالبية المنخفضات الصحراوية الكبيرة نشأة مركبة (جودة ٩٧٢، ١٩٧٥). ويبدو أن معظمها قد تشكل منذ البداية فى مناطق تلامس جيولوجى، تتألف من صخور قابلة للتجوية وحيث الرطوبة كانت متوفرة وبالتالى سهل تحطيم الصخور وتفتيتها. والمواد التى تفككت وتحللت بهذه الواسطة أمكن تذريتها وإكتساحها بواسطة الرياح، وهكذا كان يبدأ تشكيل المنخفضات.

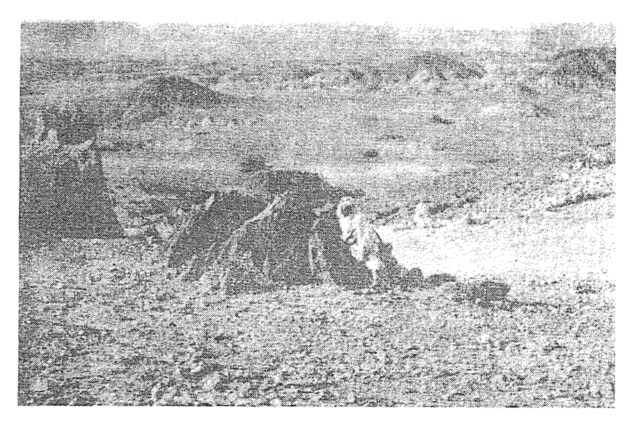
ويبدو أن العملية برمتها كانت تقوى ويشتد ساعدها تلقائيا، ذلك أن التجويف الآخذ فى الإتساع يعمل على زيادة تراكم الرطوبة، ومن ثمً تزداد سرعة تأثير التحلل الكيميائي. وتنشط عمليات التذرية والإكتساح فى تعميق التجويف، حتى يظهر وينكشف الماء الارضى. وحالما تصل عملية الاكتساح الى هذا الحد كانت الواحات تتشكل، أو قد كان ينشأ عن التبخر تكوين غطاء عازل من الاملاح يمنع استمرار فعل الرياح (شكل ٦٤).

ويبدو أن تجاويف اكتساح الرياح تعانى النحت الرأسى (التعميق) والنحت الجانبى (التوسيع) كليهما. ذلك أن بعضاً منها تكتنفه جروف أو حافات شديدة الانحدار، وهى بمثابة شواهد على عمليات التراجع النشطة. وغالبا ما تشاهد دلائل لعمليات نحت سفلى عند قواعد الجروف يعزوها بعض البحاث لفعل الدوامات الهوائية والنحر الراجع الى تأثيرجوانب الجروف المحجوبة عن الرياح. بينما يردها آخرون لتأثير التجوية الكيميائية عند منسوب أرضية المنخفض المبللة بالماء.

ولقد تكون العملية الرئيسية المسئولة عن تراجع الجروف أوالحافات هى الجدولة أو التخديد Gullying بواسطة الجريان المائى السطحى، أو قد يحدث تراجع الحافات المشرفة على المنخفضات الصحراوية بواسطة هذه العوامل مجتمعة، وهذا ما شاهدناه فى منخفضات صحارى مصر وليبيا وأشرنا اليه فى أكثر من مقال (جودة ١٩٧٢، ١٩٧٥، ١٩٨٠).

الرياح كعامل نقل

لا تستهلك الرياح قوتها فى الهبوب فحسب، بل إنها تقوم بالنقل هبوطا وصعدا. وذرات المواد التى تنقلها الرياح هى التى تصنع إغبرار الجو. والجو المغبر كالماء العكر



شكل (٦٧) صحراء حصوية صخرية بالجزائر
لاحظ الجبال الجزيرية والموائد الصخرية في مؤخرة الصورة



شكل (٦٨) صحراء رملية
لاحظ التموجات الرملية في مقدمة الصورة، والكثبان الرملية في مؤخرتها

من تأثير ذرات المواد الدقيقة العالقة به. وتتوقف مقدرة الرياح على النقل على سرعتها وقوتها. فالرياح القوية تستطيع أن تدفع الحصى وتدحرج الرمال أو تحملها لمسافة محدودة على سطح الارض، لكنها تستطيع أن تحمل الذرات الدقيقة التى تعرف بالغبار عبر مسافات كبيرة قد تصل الى عدة آلاف من الكيلو مترات، فالرياح العاصفة التى تهب فى الربيع وأوائل الصيف فى الصحراء الكبرى، وتثيرها انخفاضات جوية تتحرك على امتداد هوامشها تنقل كميات هائلة من الغبار الصحراوى يقدر بعشرات الملايين من الاطنان الى جنوب أوربا ووسطها. وتعرف تلك الرياح فى جنوب أوربا باسم السيروكو.



شكل (٦٩) بيئة اللوس في شمال سويسرا

ولا تتميز الصحراء الكبرى وحدها بظاهرة العواصف الترابية، فهناك جهات كثيرة من أنحاء العالم تعرف زوابع الغبار وتعانى منها، كشبه جزيرة العرب والعراق وايران، وداخلية قارة آسيا حيث تنشأ الزوابع التى تهب على الصين وشمال غرب الهند (صحراء ثار) وفى غرب استراليا. ولا يقتصر حدوث تلك الزوابع على المناطق الصحراوية بل نصادفها أيضاً فى الجهات شبه الصحراوية، وفى أراضى الاستبس كجنوب افريقيا والسافانا الفقيرة بالسودان وأراضى الاستبس الروسية، وفى برارى أمريكا الشمالية حيث تتولد على الخصوص فى أراضى الغرب الجافة.

وحينما تكون الرياح من القوة بحيث تستطيع دفع كل المواد والمفتتات الصخرية واكتساحهامن سطح الصحراء وتترك صخورها عارية تماما، تدعى الصحراء حينئذ بالصحراء الصخرية أو الحجرية، ويطلق عليها اسم الحمادة فى الصحراء الكبرى الافريقية. وحين تضعف الرياح عن دفع الحصى واكتساحه، يبقى فوق سطح الصحراء مكوناً لما يعرف بالصحراء الحصوية أو السرير(جمع سريرة، ومعناها حصوة عند البدو فى ليبيا) وأما الصحراء الرملية التى تسمى العرق فى الصحراء الكبرى، فانها تبدو فى هيئة سهل عظيم من الرمال المموجة التى أرسبتها الرياح حين ضعفت قوتها (شكل ٦٧، ٦٨).

الرياح كعامل إرساب

يحدث الإرساب الهوائى فى أى مكان تضعف فيه مقدرة الرياح على النقل، وتستطيع الرياح كما رأينا أن تحمل ذرات الغبار عبر مسافات كبيرة وتلقيها فى بقاع بعيدة غريبة عن موطنها الأصلى، اما الرمال فلا تقوى على حملها الا الرياح القوية، وهى لا تستطيع رفعها كثيرا عن سطح الارض ثم تعيد إرسابها بعد مسافة قصيرة. وتتمثل مظاهر الارساب الهوائى فى تراكم الغبار، وتكوين اللوس، ثم فى تراكم الرمال وتكوين الكثبان الرملية.

١- تراكم الغبار وتكوين اللوس Loess :

يعتبر سفى الغبار وتساقطه من لزوميات الحياة اليومية فى كل أنواع المناخ، على الأقل فى فترات الجفاف. والغبار الذى نعنيه لا ينشأ بالضرورة عن التعرية الهوائية فحسب، فهناك الغبار الكونى الذى ينشأ عن احتراق الشهب والنيازك وتساقط موادها على الأرض، وهناك الغبار البركانى الذى ينشأ عن ثوران البراكين، وهناك الغبارالناشئ عن عمليات التعرية الأخرى، ثم الغبار العضوى والغبار الصناعى. هذا الغبار تذريه الرياح ثم يتساقط على الارض من الجو ببطء شديد حين تضعف الريح. ولكنه يتعرض للحمل الهوائى مرة أخرى ما لم تسكن الريح تماما، وهو يسرع فى تساقطه حين تسقط الامطار ويبقى ثابتا على الارض حين يحميه غطاء نباتى من إعادة سفيه بواسطة الرياح. وتعتبر رواسب السيلت والطين والطفل والمارل والملح والجبس والجير هى المصادر الاساسية لتكوين الغبار من الوجهة البتروجرافية والمعدنية، وهذه الرواسب هى صحراوية أو نهرية أو بحيرية رواسب الركامات الجليدية. وأهم مظاهر تراكم الغبار هى لاشك تكوينات اللوس.

ويتركب اللوس من الوجهة البتروجرافية من تكوينات دقيقة الحبيبات بنية اللون

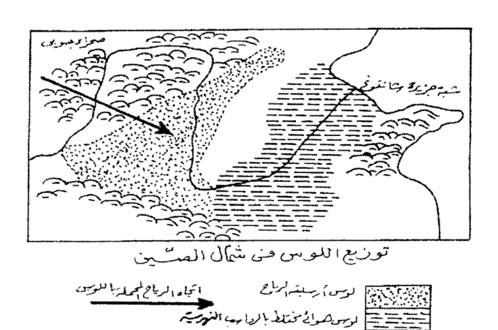
فاتحة مصفرة، وأحيانا رمادية. ومن السهل تفتيتها وسحقها بين الأصابع، وملمسها ناعم، كما أنها تحتوى على نسبة من كربونات الكالسيوم، و الرواسب غير طباقية فى الغالب، وتكتنفها وتختلط بهاالكثير من الانابيب أوالشعيرات الكلسية الدقيقة فى وضع رأسى، وتميل الرواسب الى تكوين حوائط رأسية، وتبقى فى ذلك الوضع فترة طويلة دون أن تنهار (شكل ٦٩).

وفى معظم تكوينات اللوس يسود توزيع معين للحبيبات المكونة له، ويتضح منه أن الحبيبات التى يتراوح قطرها بين ٠,٠٥ – ٠,١ ملم هى السائدة، كما أن نسبة المسام فى التكوينات عالية.

ويتألف اللوس معدنيا من الكوارتز (بنسبة ٦٠٪ – ٧٠٪)، ومن كربونات الكالسيوم (١٠٪ – ٣٠٪) ومن الفلسبار بأنواعه (١٠ – ٢٠٪) والميكا، ومن معادن ثقيلة كالجرانات Granat وإبيدوت Epidot وهورنبلند. فمعدن الكوارتز إذن هو المعدن الغالب فى تكوينه. وتوجد كربونات الكالسيوم فى اللوس عادة على هيئة غلاف رقيق يحيط بحبيبات الكوارتز وغيرها من المعادن المكونة له، ونسبة الكربونات ترتبط ارتباطاً وثيقا بالمصدر الذى اشتق منه اللوس، فكلما كان المصدر غنيا بالجير زادت نسب الجير فى الرواسب. وكربونات الكالسيوم التى توجد عادة موزعة توزيعاً منتظما فى اللوس كثيراما تتغير بمرور الزمن، وبتأثير ظروف معينة، فهى قد تتحول الى أشكال متحجرةتِعرف بأطفال اللوس فى تكوينات أوربا، وأحيانا تترسب فى صحائف أفقية تعرف باسم توسكا Tosca فى لوس البامباس Pampas فى أمريكا الجنوبية، أو قد تؤثر فيها عوامل التحلل الكيميائى فتذيبها المياه وتسلبها من التكوينات، وحينئذ يتحول اللوس المثالى الى طفل (لوم) الذى يتميز بلونه الداكن وحبيباته الأدق.

وتنتشر تكوينات اللوس انتشارا كبيرا فى أنحاء اليابس. وتقع أكبر مناطق توزيعه فى وسط آسيا وشرقها، حيث يبلغ سمكه هناك أكثر من ٥٠٠ متر، وهو سمك ليس له نظير فى مناطق توزيعه الاخرى، وهناك ما يزال تراكم اللوس مستمرا (شكل ٧٠). أما فى مناطق توزيعه الاخرى بأمريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية وأوربا، فان إرسابه ارتبط بالفترات الجليدية أثناء عصر البلايوستوسين. فتكوينات اللوس فى تلك المناطق ظاهرة تختص بها الاراضى التى كانت تتاخم الجليد، والتى تأثرت بوجوده تأثيرا غير مباشر.

ولهذا من الممكن أن نُميِّز نمطين من اللوس: أحدهما قارى والآخر جليدى (بالمعنى المناخى). وفى غرب ووسط أوربا يمتد شريط من تكوينات اللوس من ساحل بريتانى عبر حوض باريس وحوض بلجيكا الى وسط وجنوب ألمانيا، ثم الى سيليزيا وبوهيميا وعبر جنوب المجر ورومانيا الى جنوب روسيا، ويبلغ سمك اللوس أقصاه.



شكل (٧٠) توزيع اللوس في شمال الصين

فى وادى الراين حيث يصل الى ٣٠م. وفى أمريكا الشمالية تبلغ تكوينات اللوس أقصى سمكها فى ولايات إلينوى وأيوا ونبراسكا وكانساس وميسورى.

وحينما ننظر الى اللوس كظاهرة عالمية، سنجد أنه فى معظمه عبارة عن نتاج تأثير التعرية وتذرية الرياح فى الصحارى،سواء كانت حارة أو باردة، صلصالية أو رملية، صغيرة المساحة أو كبيرتها، سواء كانت قاحلة خالية من النبات، أو كانت تحوى نباتات فقيرة لا تستطيع حماية الارض من تأثير الرياح. ويتم إرساب نتاج التعرية من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة، ولهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن، تراكمت بفعل الرياح السائدة فى منطقة توافرت فيها ظروف تساعد على إرسابه، تتلخص فى مناخ رطب ووجود حشائش تلتقط ذراته وتحميها من إعادة التذرية. ويعتبر تراكم اللوس فى الاراضى المحيطة بالجليد أثناء عصر البلايوستوسين ظاهرة إ ستثنائية فى تكوينه. فقد كانت هناك مساحات واسعة خالية من النبات تمكنت الرياح من تذرية موادها الدقيقة ثم ارسبتها حيث توافر غطاء نباتى حشائشى عمل على حمايتها من إعادة سفى الرياح.

ورواسب اللوس عظيمة الخصوبة. فالزراعة قائمة فى منطقة اللوس بشمال الصين منذ ٤٠٠٠ سنة.وتجود زراعة القمح فى سهول أوكرانيا بروسيا وفى سهول البرارى بأمريكا الشمالية والبمباس بأمريكا الجنوبية، وكلها تتركب أساسا من تكوينات اللوس. وتستخدم الرواسب فى أعمال البناء، ويحفر الصينيون مساكنهم فى تكوينات اللوس التى

يبلغ سمكها هناك بين ١٠٠ - ٥٠٠ متر. ومن مزايا هذه المساكن أنها سهلة البناء، وهى دفيئة فى الشتاء وباردة فى الصيف، فهى مكيفة الهواء بالطبيعة، ولكنها سهلة الإنهيارحين يصيب المنطقة زلزال حتى ولو كان ضعيفا.

تراكم الرمال وتكوين الكثبان الرملية :

تعتبر تراكمات الرمال الهائلة أهم ظواهر الارساب بواسطة الرياح. ولقد تنتشر الرمال فوق مساحة تقدر بآلاف الكيلومترات المربعة، وبسمك كبير يحجب روية الأساس الصخرى تماما. وتتباين أشكال سطح بحار الرمال هذه تباينا عظيما، وغالبا ما يكون نمط الكثبان المنفردة معقدا غاية التعقيد. وفى أجزاء من صحراء استراليا تشكل خطوط الكثبان الرملية نمطا متلاحما متشابكا غريبا، يشبه فى بعض سماته نهرا مضفرا عظيما، لكن غالبا ما نشاهد حافات رملية طولية كثيرة العدد، يتراوح ارتفاعها بين ١٠٠ - ٢٠٠ متر، تمتد على طول مسافة تصل الى ١٦٠ كيلو مترا، أو قد تكون تلك الكثبان الطولية أقل ارتفاعا وأكثر اتساعا، فتبدو حينئذ بمظهر يشبه ظهورالحيتان Whale backs لذلك يطلق على أمثالها «كثبان ظهور الحيتان».

وفى كثيرمن بحار الرمل فى الصحراء الكبرى الافريقية، وفى صحراء شبه جزيرة العرب، تمتد هذه الكثبان الطولية فى خطوط رئيسية تأخذ اتجاها عاما من الشمال الشرقى نحو الجنوب الغربى، أو من الشمال الى الجنوب. وهذا يدل على سيطرة الرياح التجارية الشمالية والشمالية الشرقية الشائعة الهبوب فى تلك الجهات، وتحكمها فى توجيه الكثبان الرملية الطولية التى تعرف باسم السيوف و الغرود فى صحراء مصر الغربية.

وان كثرة وجود المساحات الرملية الشاسعة ليمثل حالة واضحة لامكانية اعتبار الرياح قوة تعرية رئيسية (اكتساح وبرى Deflation and Abrasion) فى الصحارى، رغم ما ذكرناه عن أثرها المحدود فى هاتين الوجهتين، والبرهان واضح: إن ما ترسبه الرياح فى مكان ما، لا بد وأنها قد التقطته وحملته من مكان آخر. حقيقة أن بعض عروق الصحراء الليبية يقع فى ظهير منخفضات ضخمة يبدو أنها ازدادت عمقا بطريق اكتساح الرياح Deflation.

وهنا ينبغى أن نذكر أن العروق الضخمة فى الصحراء الكبرى الافريقية تشغل أحواضا منخفضة، وتحيط بها مناطق الرق والحمادة، ومنها تم نقل وإزالة الرمال التى كانت تغطيها بواسطة عامل معلوم. وتبعا لذلك يبدو أن تراكم الرمال وتجميعها قد نشأ من عملية يمكن أن تعمل مركزيا، وتتأثر فى ذات الوقت بانحدار سطح الارض، وهذه لايمكن أن تكون سوى عملية النقل بواسطة الماء التى تتضمن هنا فيضانات الأودية

والفيضانات الغطائية، فى ظلال ظروف مناخية جافة. أو مجارى مائية فصلية و شبه دائمة، كانت تجرى تحت تأثير مناخ أكثر رطوبة ومطرا من مناخ الحاضر.

إن بعض الحالات تشير الى أن تراكم الرمال قد حدث حتى قبل حلول الزمن الرابع. فلقد ذكر ثورن بورى W.D.Thornbury على سبيل المثال، أن اقليم التلال الرملية فى ولاية نبراسكا، الذى يغطى مساحة تبلغ نحو ٦٢,٠٠٠ كيلو مترا مربعا، قد نشأ أصلا من تجوية الصخور الرملية الهشة المحلية التابعة للزمن الثالث. ويبدو لهذا وغيره أن كثيرا من مساحات الرمال العظيمة فى الصحارى تتألف من مواد فيضية ترسبت بواسطة فعل المياه الجارية فى أحواض منخفضة المنسوب، ربماكانت تشغلها آنذاك بحيرات البلايا، أوحتى امتدادات بحرية سالفة، وكان دورالرياح مجرد معالجة تلك المواد المترسبة محليا وهى فى مكانها، وتشكيلها فى هيئة كثبان رملية نشاهدها فى وقتنا الحاضر.

أنماط التراكم الرملي :

يحدث التراكم الرملى وتكوين الكثبان الرملية حينما تتسع مجالات هبوب التيارات الهوائية، أو حينما تصطدم الرياح بعقبات فى طريقها. فحين تخرج الرياح من مجال هبوب معين يشبه القناة، كما يحدث عندما تخرج من الاودية الجبلية الى سهل فسيح، فيتسع مجال هبوبها اتساعاً كبيرا فتضعف بالتالى سرعتها وتلقى حمولتها فى شكل غطاءات رملية فسيحة، قد تكون مستوية أو مموجة بعض التموج، وتعرف عادة بمسطحات الرمال الهوائية المستوية.

أما النمط الثانى من أشكال التراكم الهوائى الرملى فيتمثل فى الكثبان الرملية. وهى على أنواع بحسب نشأتها أو بنائها، وبحسب شكلها. فمنها الكثبان الى يرتبط تكوينها بعقبة ظاهرة، ويطلق عليها الألسنة الرملية والربوات الرملية النباتية. والاولى عبارة عن تلال رملية هينة الانحدار تتراكم أمام العقبة أو خلفها، أما الربوات الرملية فهى أكوام من الرمال تمكنت النباتات من النمو خلالها. وتبدأ الكثبان الحرة التى لا يرتبط تكوينها بعقبة ظاهرة بأشكال صغيرة تعرف بالتموجات الرملية، وهى حافات صغيرة قليلة الارتفاع تفصلها عن بعضها خطوط غائرة قد تمتد متوازية، أو قد تتوزع وتتشابك ويصبح المظهر المورفولوجى للمنطقة أشبه بورقة شجر أو ريشة طير. وهى توجد أيضا كحفريات فوق الصخور الرملية التابعة للزمنين الأول والثانى. ومثل هذه التموجات الرملية أشكال عابرة، اذ أنها تتحرك مع الرياح، أو تغير موضعها بسرعة، وقد تتلاشى نهائيا.

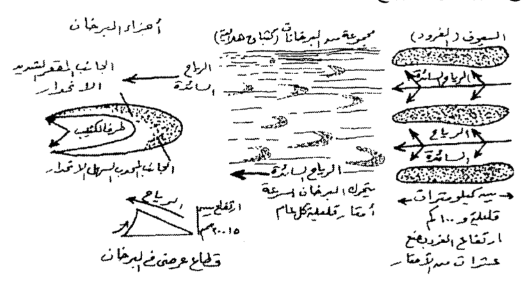
وللكثبان الرملية الكبيرة الحجم ثلاثة أشكال رئيسية هى:

أ) الكثبان العرضية :

وهى التى تمتد فى وضع متعامد مع اتجاه الرياح، وينتشر وجودها فى حوض تاريم وفى صحراء التركستان وفى داخلية صحراء ثار بشمال غربى الهند. وينحدر الكثيب العرضى انحدارا هينا فى جانبه المواجه للرياح بزاوية تتراوح بين ٥° - ١٢°. وتبدو أسافل المنحدر فى هذا الجانب مقعرة بعض الشئ، أما الجانب المظاهر للرياح فإنه ينحدر فى البداية انحداراً شديداً، ثم يتلو ذلك انحدار هين نوعا بزاوية تتراوح بين ٣٠ - ٣٣ درجة، وتستمرالرياح فى حمل الرمال من الجانب المواجه لها وإرسابها فى الجانب المظاهر لها ما دام الكثيب فى دور التكوين، وبذلك تتراكم رمال الكثيب فى شكل طبقات، وحينما تكتسح الرياح قسما من الكثيب الاصلى تبدو طبقات الرمال متقاطعة، وتظهر هوامشها وقد غطتها طبقات رملية أحدث بزوايا مختلفة.

ب) الكثبان الهلالية :

وتعرف باسم تركستانى الأصل هو برخان Barchan، وينتشر وجودها فى صحارى آسيا وافريقيا. وهى فى أصلها كثبان عرضية تلتوى أطرافها بفعل الرياح التى تهب فى اتجاه واحد سائد، فحبات الرمال التى تتحرك فوق جسم الكثيب العرضى ينبغى لها أن تقطع مسافة أطول حين تعبر أجزاءه الوسطى، بعكس الحبيبات التى تتحرك عند طرفيه البعيدين، فهى تعبر مسافة أقصر، وتبعا لذلك يتحرك طرفا الكثيب بسرعة أكبر من سرعة تحرك اجزائه الوسطى، فيبدو الكثيب حينئذ فى شكل قوس أو هلال، يتجه جانبه المحدب الى الجهة التى تأتى منها الرياح، بينمايتجه طرفاه الى الجهة التى تسير نحوها الرياح.



شكل (٧١) الغرود (الكثبان الطولية)
والبرخانات (الكثبان الهلالية)

ويكون جانب البرخان المواجه للرياح محدبا طويلا هين الانحدار (٦ – ١٧ درجة) وجانبه الآخر مقعرا قصيرا شديد الانحدار (بين٣٠ – ٤٠ درجة) ويرجع ذلك الى أن الرياح حينما تجتاز قمة الكثيب تصادف انخفاضا فجائيا فى الجانب الآخر، فتحدث لها حركة عكسية أشبه بالدوامة Eddy التى تعمل على رفع جزء من الرمال، وفى نفس الوقت على تثبيت حبات الرمال فوق قمة الكثيب، فتحول دون هبوطها، ولذلك يظهر هذا الجانب فى شكل مقعر شديد الانحدار. ويبلغ ارتفاع الكثبان الهلالية فى صحراء كراكوم ٥ – ٧ متر، ونادرا ما يصل الى ١٢ متراً.

وتوجد البرخانات عادة فى مجموعات تحتل مساحة كبيرة من وجه الصحراء، وهى تتحرك حركة بطيئة فى اتجاه سير الرياح يبلغ مداها بين بضعة ديسيمترات وبضعة أمتار كلّ عام.وكثيرا ما ينقلب شكل البرخان، وهى ظاهرة شائعة فى صحراء كراكوم حينما يتغير اتجاه الرياح فيصبح فى اتجاه مضاد لاتجاهها الأول، إذ يستجيب لهذا الاتجاه الجديد كل أجزاء الكثيب الهلالى بما فى ذلك جانبه المحدب الهين الإنحدار وجانبه المقعر الشديد الانحدار. ويحدث التحول الى البرخان المزدوج حينما يتجاور كثيبان هلاليان فليتحم جانباهما ثم يتحدان وينموان فى كثيب واحد، أو حينما يتحرك أحدهما ويصعد فوق الاخر. وتلاحق البراخانات السريعة الحركة زميلاتها البطيئة، وتختلط بها، أو تلتحم معها مكونة لسلاسل من الكثبان الرملية تعرف أحيانا بصفوف الرمال.

جـ) الكثبان الطولية و السيوف أو الغرود :

والنمط الثالث الرئيسى للكثبان الرملية، وهو الكثيب الطولى Longitudinal Dune أو السيف أو الغرد، وهذا النمط ما يزال يكتنف طريقة تكوينه شئ من الغموض، ذلك أن وسيلة تشكيله ليست بوضوح طريقة تشكيل الكثيب الهلالى أو البرخان. فهذه الكثبان تمتد موازية، وليست مستعرضة، لاتجاه الريح السائدة، وغالبا ما تكشف عن تأثير رياح ثانوية بما يتصف به قطاعها من عدم انتظام، فهو يتألف من منحدر هين سهل مماثل لمنحدر البرخان المواجه للريح، ومنحدر تهدل Slip Face شديد الإنحدار.

وطبيعى أن يرشد هذا المظهر الباحث باجنولد (١٩٤١) الى الوصول الى استنتاج أن السيوف تتشكل فى المناطق التى تسودها رياح تهب من اتجاه واحد، لكن حيث تهب أيضا رياح قوية مستعرضة من اتجاه آخر بين الحين والحين. ولقد تمكن باجنولد من الاستدلال على أن بعض الكثبان الرملية الطولية تنشأ من تحوير شكل البرخانات. فعندما تتأثر البرخانات برياح مستعرضة، يصبح طرفا (قرنا) Horn كل برخان، وقد أصابتهما الإستطالة فى اتجاه الرياح، ويعاد توجيه منحدر التهدل Slip Face الذى كان

يقع أصلا فى وضع مستعرض بالنسبة للريح السائدة بالتدريج، كى يصبح فى وضع مستعرض مع مسلك الرياح الجديدة.

وفى البقاع التى تكثر فيها الكثبان الرملية وتتعدد، تؤدى هذه العملية الى انتشار ظاهرة التحام واندماج البرخانات المنفردة، ونشوء سلسلة متتابعة من الكثبان الطولية شبه المتوازية.

وينتشر وجودها فى صحراء غرب استراليا وصحراء ثار والصحراء الكبرى الافريقية، وهى تعرف فى صحراء مصر الغربية باسم الغرود. ويتألف كل غرد منها من سلسلة من التلال الرملية يبلغ طولها عشرات الكيلو مترات، وأشهرها غرد أبى المحاريق الذى يمتد مسافة يبلغ طولها نحو ٣٥٠ كم الى الجنوب من منخفض القطارة حتى مشارف الواحة الخارجة. وقد اشتقت رماله من تكوينات المنخفض الذى حفرته الرياح الشمالية الغربية السائدة. وفى صحراء العرق بليبيا تمتد السيوف الرملية من الشمال الشرقى الى الجنوب الغربى، وهو اتجاه الريح السائدة هناك.

حركة الكثبان الرملية :

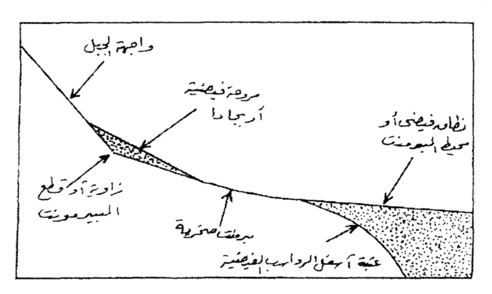
تتحرك الكثبان الرملية فوق الاراضى المنبسطة حركة دائبة، حينما ينعدم وجود عوامل تثبيتها، فالرياح الدائمة الهبوب تكتسح الرمال من الجانب المواجه لها من الكثيب، وتلقى بها فى الجانب المظاهر لها منه، وبذلك يتحرك الكثيب حثيثا، ولا تقف حركته الا حين تعترضه الحشائش والنباتات، وتنمو فيه بدرجة تكفى لايقاف الرمال عن الحركة وتثبيتها. وتتوقف سرعة حركة الكثيب على حجمه، وحجم حبيبات الرمال المكونة له، ثم على قوة الرياح ودوام هبوبها، فالكثبان الرملية فى السواحل الكورية تتحرك بمعدل ٦ متر كل عام. وفى الصحراء الليبية تتحرك الكثبان بسرعة تتراوح بين ٤ م – ٢٠ م فى السنة.

ويؤثر التغير الفصلى لهبوب الرياح واتجاهها فى تحركات الكثبان، فيتوقف استمرار تحرك الرمال فى اتجاه واحد. مثال ذلك ما يحدث فى صحراء كراكوم، إذ تهاجر الكثبان الرملية فى اتجاه الجنوب بسرعة ١٨ مترا فى فصل الصيف، وفى الشتاء تتحرك شمالا بسرعة تصل الى ١٢ مترا. وطبيعى ان تتحرك الكثبان الصغيرة بسرعة أكبر من سرعة تحرك الكثبان الكبيرة.

ويسبب تحرك الكثبان الرملية مشكلات خطيرة لسكان الواحات ومنها الواحات المصرية، فهى تطغى على الطرق والاراضى الزراعية والقرى، ولهذا تبذل الجهود لتثبيتها وإيقاف حركتها عن طريق زراعتها، أو إنشاء مصدات رياح أمامها.

ظاهرة البييدمونت الصحراوية

إن المناطق الصحراوية التى برهنت على عظم أهميتها للجيومورفولوجى هى تلك المناطق التى تفصل الجبال والهضاب والكتل الصخرية المتخلفة المرتفعة، عن سهول التعرية والارساب العريضة الواسعة، التى تكتنفها وتقع عند هوامشها أو تحيط بها. إنها المناطق المعروفة باسم بييدمونت Piedmont أو نطاقات حضيض الجبال Mountain Foot Zone. وهنا تتضح أكثر عمليات التعرية الصحراوية أهمية، وهى العمليات المتمثلة فى تمزيق المنحدرات وتراجعها، مؤدية الى تحطيم الكتل المرتفعة وإحلالها بالبيديمنتات Pediments (أو سهول البيدى Pediplains) الصحراوية الهينة السهلة الانحدار (شكل ٧٢).



شكل (٧٢) مقطع عرضي نموذجي للبييدمونت الصحراوية

ولقد تمت دراسة جيومورفولوجية نطاق البييدمونت وأشكاله الارضية بالتفصيل فى عدد كبير من أنماط البيئات الصحراوية، إلا أن هنالك عناصر معينة تتواجد بهيئة ثابتة على الرغم من أن نفس الظواهر لا يشترط وجودها بكل تفصيلاتها الدقيقة تتمثل فى (١) واجهة الجبل (٢) زوايا البييدمونت أو اكواع البييدمونت (٣) وفى البديمنت الصخرية.

واجهة الجبل

تتألف واجهة الجبل Mountain Front التى يعبر عنها أحيانا باسم منحدر الجبل Mountain Slope، أوالحافة Scrap، من منحدر مرتفع شديد الانحدار، تتراوح زاوية انحداره بين ٢٥ - ٩٠ درجة، وهو يرتفع ارتفاعا فجائيا من المنحدرات الهينة الواقعة

أسفله، وفى بعض الحالات، يتوج واجهة الجبل جرف قائم أو شبه قائم أسفله نشأ عنصر تحاتى (جزء من المنحدر) مستقيم، زاوية انحداره بين ٢٥ – ٣٥ درجة، وفى حالات أخرى يتخذ المنحدر كله شكلا مستقيما، وان كانت تقطعه هنا وهناك مقاطع أشد انحدارا، وذلك فى الاجزاء التى تظهر فيها مظاهر أو مكاشف صخور صلدة شديدة المقاومة للتعرية، كما وأنه فى حالة صخور الجرانيت وغيرهامن الصخور المماثلة قد تظهر أنصاف القباب الناشئة عن تجوية التقشر.

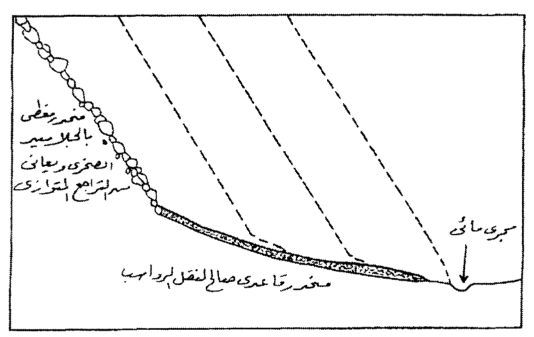
وفى بعض المناطق خصوصا تلك التى تتميز بتجانس الصخور، تصبح عناصر المنحدر المستقيمة، وقد تطورت والتزمت زاوية ثابتة سواء حدث ذلك فى واجهات كتل تلالية أو جبلية، أو على جوانب الخوانق المحفورة فى واجهات الجبال ذاتها، وتبعا لذلك يمكن القول باطمئنان، ان هذه المنحدرات تتراجع بنفس زاوية الانحدار، إذ لا يعقل أن تتزامن جميعا، بحيث تكون كلها فى نفس «مرحلة» التطور التحاتية.

ولقد حاول عدد كثير من البحاث تفسير هذا التراجع المتوازى Parallel Retreat لواجهة الجبل عن طريق شكل أو آخر من أشال التقويض السفلى Basal Undercutting وبواسطة عوامل مثل فيضانات الاودية أو الفيضانات الغطائية، التى باستطاعتها أن تمنع اى محاولة للمنحدر، كى ينقص من زاوية انحداره حينما يتراجع بالتجوية والتعرية. ومع هذا فانه يبدو لنا أن هذه النظرية لا تستطيع أن تفسر تفسيرا مقنعا، لا ظاهرة الاستقامة لكثير من المنحدرات، ولا اتخاذ تلك المنحدرات زاوية ثابتة والتزامها بها.

وتدل الدراسات التفصيلية على أن واجهة الجبل ماهى الا منحدرا يتحكم في شكله وانحداره غطاء الحصى والجلاميد من فوقه. ذلك أنه بالرغم من أن المنحدر أساسه صخر صلد، وبالتالى فهو ناشئ أصلا بالتعرية الا أنه يتطور وفق زاوية استقرار المواد المفتتة فوق سطحه. وعادة ماتكون هذه المواد المجواه المفتتة خشنة كبيرة الحجم، ويكون مكونها الرئيسى من الجلاميد الكبيرة الحكم التى تنشأ عن التفكك الكتلى. ويتقرر حجم وشكل هذه الكتل الجلمودية بالمسافات الفاصلة بين الفواصل والشروخ التى تكتنف صخر الاساس والصخر المكون للوجه الحر الشديد الانحدار، والذى ينهض فوق المنحدر المستقيم، ويتحكم حجم وشكل الجلاميد كلاهما فى زاوية استقرارها، وبالتالى فى زاوية انحدار المنحدر الذى تستلقى عليه (شكل ٧٣).

واذاما ارتضينا أن نمط الفواصل يظل ثابتا دون تغير، فان تجوية المنحدر التراجعية تستمر وتنتج مفتتات صخريةمن نفس الحجم والشكل. وتبعا لذلك لا يحدث أى تغير فى ميل المنحدر. وتتحرك الكتل الجلمودية التى تشغل واجهة الجبل نحو حضيضه ببطء

شديد، أوتتحلل نتيجة لعملية التفكك الحبيبى، وهى فى مكانها. ويحدث بعد ذلك ان تنفصل الموادالرملية الدقيقة، وتصبح معدة للنقل والإزاحة السريعة الى حضيض المنحدر بواسطة الجريان المائى السطحى أثناء العواصف الصحراوية العارضة.



شكل (٧٣) التراجع المتوازي للمنحدر وتكوين البيديمنت

كـوع المنحـدر

إنه انقطاع حاد فى قطاع المنحدر يطلق عليه بالانجليزية Knick كما يسمى أحيانا «زاوية البـيـيـدمـونت» Piedmont Angle ويفـصل هذا الانقطاع(أو تلك الزاوية) بين واجـهـة الجـبل الشديدة الانحـدار، أو مـنحـدرات تل مـتـخلف أعـلاه، وبين البـيـديمنت الصخرية أو المروحة الرسوبية أسفله. وفى العادة يوجد تغيرملحوظ فى طبيعة المواد المجواه السطحية عند زاوية البييدمونت، فبينما تكون المواد فوق المنحدر أعلا الزاوية جلاميد خشنة، تصبح مجرد رواسب دقيقة الحبيبات مستقرة فوق سطح البيديمنت.

وتنطمر زاوية البييدمونت أو كوع المنحدر أحيانا أسفل مراوح رسوبية، لكن الكوع يظهر مكشوفا فى كثير من الاحيان، وهذا يدل على أن عمليات النقل مؤثرة وفعالة فى الجزء العلوى من البيديمنت،حتى أن المفتتات التى تتحرك الى أسفل واجهة الجبل، تجد ما ينقلها بسهولة، رغم أن زوايا الانحدار هنا منخفضة القيمة.

ولقد كانت مسألة أصل نشأة كوع المنحدر محل جدال لزمن طويل وما تزال. وقد عزاها بعض الجيومورفولوجيين الى عمليات النحر الجانبى بواسطة الماء الجارى. وتبدو هذه العمليات واضحة فيما يسمى «ممرات البيديمنت» Pediment أو خلجان البيديمنت

Pediment Embayments حيث تنبعث فيضانات الاودية من مصبات الخوانق، أو تنشأ فى الممرات ذاتها وتكون قادرة على الترنح والتأرجح يمنة ويسرة ضاربة قاعدة واجهة الجبل وناحرة لها.

أما حينما ينعدم وجود مثل هذه الخلجان أو الممرات، فان العامل المؤثر حينئذ يكون ممثلا فى الفيضانات الغطائية. ولما كانت الفيضانات الغطائية تتألف من مياه تجرى عبر واجهة المنحدر الى البيديمنت، أى عبر خط زاوية البيديمنت أو كوع المنحدر، فإنه لا يمكن اعتبار النحت الجانبى، والحالة هذه، سببا فى تكوين كوع المنحدر.

ويرى بعض البحاث ومنهم كينج (١٩٤٨) وبيل (١٩٦٦) أن كوع المنحدر ما هو أساسا سوى ظاهرة تجوية. وتجدرالاشارة هنا الى أن أمثال أكواع المنحدر، أو انقطاعات المنحدرهذه، تتواجد أيضا فى أراضى السفانا حيث يكون الصخر عند رأس البيديمنت متآكلا شديد التأثر بالتجوية، بحيث يمكن إزالته بسهولة بواسطة مياه الينابيع والمجارى، مكونة لخندق حسن التحديد أشبه بمنخفض طويل وضيق على امتداد حضيض منحدر الجبل أو الجبل الجزيزى Inselberg .

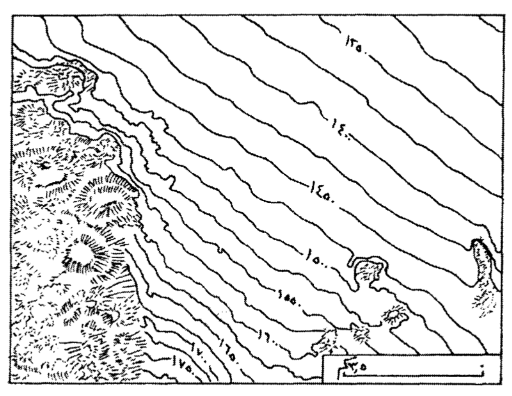
وفى المناطق الجافة يمكن أن نصادف تركيزا للتجوية، وإن كان أقل وضوحا مما ذكرنا، ذلك أن مياه الامطار تنصرف بسرعة من المنحدرات العليا الى السفلى، حيث تتخللها وتدوم فيها، خاصة حيث تتشكل مراوح رسوبية بصفة مؤقتة. ومن الممكن العثور فى الصحراء الجزائرية والليبية على بعض الجبال الجزيرية والأبراج المتخلفة Residual Pinnacles وقد أحاطت بها منخفضاتٍ على شكل حلقة، حيث استطاعت التجوية التى تؤازرها الرطوبة من غزو الصخر، ممهدة بذلك الطريق أمام اكتساح مركز للرياح (جودة ١٩٧٢).

البيديمنت الصخرية

لعل هذه الظاهرة أكثر الظواهر الجيومورفولوجية تعقيدا، فلقد أثارت أكبر الجدل فى كيفية نشوئها وتشكيلها. والواقع أن وجودها لا يقتصر على الصحارى، فهى واسعة الانتشار فى نطاقات السفانا، بل ان بعض البحاث يرون أنه من الممكن أن تسوى وتوازن بالمنحدرات المقعرة القاعدية Basal Concave Slopes التى تتشكل تحت تأثير مناخات رطبة أخرى. وظاهرة البيديمنت أساسا هى سطح صخرى يميل ميلا هينا سهلا يمتد من أسفل واجهة الجبل نزلا الى الباجادا، أو النطاق الرسوبى الفيضى Al-luvial Zone. وقد تمت تسوية وتشكيل سطح البيديمنت فى الصخور بصرف النظر عن تنوعها وتباين مقاومتها للتعرية (شكل ٧٤).

وسطح البيديمنت يبدو مقعرا فى مقطعه العرضى، وينحدر بزوايا انحدار تتراوح

بين ٧ درجة عند هامش البيديمنت العلوى (عند حضيض واجهة الجبل) ونصف درجةتقريبا، عند حوافها السفلى. وليس من شك فى أن خاصية التقعر التى يتصف بها سطح البيديمنت ترجح أن الماء الجارى عامل مهم فى تشكيل البيديمنتات. ويؤكد هذا الرأى وجودغطاء رسوبى فيضى فوق أسطح كثير من البيديمنتات، هذا الغطاء يكون عادة متقطعاً فى صورة رقع، لكنه قد يحجب كلية وجه الصخور الصلدة.



شكل (٧٤) بيديمنت صخرية قرب قمة أنتيلوب Antelope بولاية أريزونا

وبالاتجاه نزلا نحو هوامش البيديمنت يصبح هذا الغطاء الرسوبى الفيضى أكثر سمكا واستمرارا، وفى النهاية تمر البيديمنت أسفل النطاق الرسوبى الفيضى أو محيط البيديمنت Peripediment.

وقد كشفت أعمال الحفر للحصول على المياه، أن سطح البيديمنت أسفل الغطاء الرسوبى، قد يشكل مقطعامحدبا، وهو شكل أشار إليه لوسون Lawson (١٩١٥)، وسماه «الرصيف المحدب أسفل الرسوبيات» Sub-Alluvial Convex Bench.

ظاهرة أخرى من ظواهر البيديمنتات تتمثل فى امتدادها بداخل مصبات الاودية الخانقية التى تقطع واجهة الجبل أو الهضبة الصحراوية، مكونة لما يسمى الخلجان البيديمنتية Pediment Embayments وينشأ عن النحت الجانبى أن ينحت الفاصل

الصخرى بين خليجين، وبالتالى يلتحم الخليجان مكونين ما يسمى الممر البيديمنتى Pediment Pass.

هذا وتنوع الآراء وتتعدد النظريات التى ا قترحت لتفسير أصل نشأة البيديمنت وخصائصها، سنعرض لمفاهيمها الرئيسية بعد دراستنا لظاهرتين يشيع وجودهما بالصحارى وترتبطان بالبيديمنت هما: البا جادا، النطاق الرسوبى الفيضى.

الباجـــادا

يطلق تعبير باجادا Bajada عادة على عدد من المراوح الرسوبية الفيضية الملتحمة ببعضها،التى أرسبتها مجارى مائية سريعة الزوال عند نقاط مخارجها من واجهة الجبل، ودخولها الى نطاق البييديمونت، لكن ينبغى أن نلفت النظر هنا الى أن بعض البحاث يطلق هذا التعبير على ما سميناه محيط البيديمنت Peripediment أو النطاق الرسوبى الفيضى Alluvial Zone .

وتترسب هذه الباجادا أو المراوح الرسوبية الفيضية بسب نقصان الانحدار الفجائى عند قاعدة واجهة الجبل، وبالتالى انخفاض قدرة الحمل لدى الاودية والسيول، وما ينشأ عن ذلك من إرساب الجلاميد، والحصى والرمال، مكونا ومشكلا للمراوح. ولقد تكون زاوية انحدار هذه المراوح عالية حتى لتصل أحيانا الى نحو ٢٠ درجة، لكن الاغلب الاعم ان تتراوح بين ٧ – ١ درجة، مثلها فى ذلك مثل زاوية انحدار البيديمنت الصخرية. ولعل هذا هو السبب فى الخلط الذى يحدث أحيانا فى الدراسة الحقلية، بين الباجادا الحقيقية والبيديمنت المغطاة كلية بالرواسب.

ونشير هنا الى أن تعبير الباجادا ينبغى أن يقتصر إطلاقه على الرواسب المروحية الاشد انحدارا، والتى تغطى وتخفى الجزء الاعلى من البيديمنت الصخرية، كما تطمر زاوية البيديمنت (كوع المنحدر). أما المراوح الرسوبية الكبيرة التى تنحدر انحدارا هينا سهلا قد تكون من الاتساع والانتشار بحيث تغطى كل سطح البيديمنت الصخرى، وتمتد متدرجة حتى تصل الى الرواسب الفيضية الى تبنى محيط البيديمنت. وفى الحالة الاخيرة يطلق على سطح البيديمنت من أسفل هذا الغطاء الرسوبى تعبير البيديمنت المطمور Concealed Pediment.

النطاق الرسوبي الفيضي

يطلق على هذا النطاق الرسوبى الفيضى احيانا تعبيرمحيط البيديمنت، وهو نطاق عريض يتألف من مواد دقيقة نقلتها من المرتفعات المجاورة فيضانات الأودية

والفيضانات الغطائية، عبر سطح البيديمنت وأرسبتها فى هامشها. وغالبا ما يستمر ترسيب طبقات من المواد الفيضية على مدى فترات طويلة من الزمن.

ففى جنوب الولايات المتحدة الامريكية، ملأت الرواسب الفيضية أحواضا انكسارية، هى أحواض البولسون Bolson، ترجع نشأتها الى الزمن الثالث. ذلك أنه فى أثناء الزمن الطويل الذى خلاله كانت الحافات الانكسارية تتراجع بالتعرية منشئة لواجهات الجبال الحالية، كانت المواد الناتجة عن نحتها وتعريتها تنتقل الى أحواض البولسون التركيبية حيث تترسب وتتراكم لسمك بلغ ٣٠٠ متر وأكثر.

ولقد كان الترسيب الفيضى هذا عظيما بطبيعة الحال، فى الاحواض المغلقة التى كانت بمثابة أحواض تصريف مائى مركزى، وتحوى بحيرات مؤقتة،وكانت تنشأ البحيرات وتتواجد فى أعقاب العواصف الممطرة، وتتضح معالم مواقعها بواسطة سهول منبسطة، هى التى تسمى بلايات Playas، تغطيها الاملاح التى تخلفت بعد تبخر مياه البحيرات.

وفى بعض الاحواض، ربما عقب استمرار عملية الارساب وارتفاع مستوى القاعدة المحلى، استطاع التصريف المائى أن يشق له طريقا خارج الحوض. وفى هذه الحالة يتم إزالة الرواسب الفيضية بمعدل يوازى ارسابها، وتبعا لذلك يبقى مستوى القاعدة المحلى ثابتا مستقرا. وفى حالة أخرى قد يكون مستوى القاعدة المحلى آخذا فى الهبوط، وحينئذ يشق المجرى المائى طريقا عميقا فى محيط البيديمنت، وتبدو البيديمنت نفسها حينئذ ناهضة تشبه الدرجات أو ا لمصطبة.

نظريات تشكيل البيديمنتات

يمكن تقسيم النظريات التى تقدم بها البحاًث لتفسير نشأةالبيديمنتات الصخرية الى قسمين:

القسم الاول : يشمل النظريات التى تؤكد فعل الماء الجارى،وبصفة خاصة، النحت الجانبى بواسطة فيضانات الاودية Stream - Floods والفيضانات الغطائية Sheet-Floods.

والقسم الثاني : يحوى النظريات التى، رغم اعترافها بالدور المضيف الذى يقوم به الماء الجارى، الا أنها تعطى عوامل وعمليات أخرى دورا أهم وأعظم. وهذه ندعوها النظريات المركبة.

أولاً : نظريات التعرية المائية

نظرية ماك جي :

لعل أقدم نظرية فى هذا الشأن، هى نظرية ماك جى W.G. McGee (١٨٩٧)، الذى عزى تشكيل الأسطح الصخرية الصحراوية، التى تتميز بالانحدار أو الاستواء الى تعرية الفيضانات الغطائية Sheet-Floods. ويبدو أن هذه العملية مسئولة عن تكوين بعض تفاصيل أسطح كثيرمن البيديمنتات، لكن الفيضانات الغطائية، لايمكن اعتبارها بأى حال، للاسباب التى سبق لنا ذكرها، العامل المشكل الوحيد للبيديمنتات. ولا حتى العامل المعدل الوحيد.

أما فيضانات الأودية Stream - Floods، فمن الممكن أن تكون أكثرنشاطا وفاعلية فوق كثير من منحدرات البيديمنت. ذلك أن الباحثين بالشين وباى Balchin and Pye (١٩٥٥) يذكران أن بيديمنتات صحراء سونوران Sonoran فى ولاية أريزونا،تتميز بأسطح تزركشها الروابى والآكام Hummocky Surface، فهى ليست بأى حال ملساء، كما شاهدها ووصفها معظم البحاث. بل أنها تبدو مقطعة مخددة بقنوات يصل عمقها الى نحو ٦ متر.

نظرية جونسون :

نشر جونسون D.W. Johnson دراسته للاسطح الصخرية فى المناطق الجافة عام ١٩٣٢ . وقد ركز جونسون اهتمامه على الموقع الانتقالى للبيديمنتات فيما يلى:

١ – أراضى مرتفعة ممزقة، فيها تنشط المجارى المائية فى النحت الرأسى، مشكلة لخوانق شديدة انحدار الجوانب.

٢ – وأراضى منخفضة (محيط البيديمنتات)، حيث يتم ارساب المواد الفيضيةعلى نطاق واسع.

وتبعا لذلك فان البيديمنت تقع فى ذلك النطاق الانتقالى، حيث تعانى المجارى المائية الصحراوية تغيرا، من حالة الحمولة الناقصة (نحت فى النطاق الجبلى) الى حالة الحمولة الزائدة (الارساب فى محيط البيديمنت). وبعبارة أخرى فان ما يجرى فوق أسطح البيديمنتات هى الاجزاء من المجارى المائية التى تتصف بأنها ليست ناقصة الحمولة Under Loaded ولسست زائدة الحمولة Over Loaded، لكنها تكون مكتملة الحمولة Fully Loaded، أى أن طاقة المجارى المائية تستهلك كلها فى تحريك الحمولة، ولا يكون هنالك فائض من أجل القيام بالنحت الرأسى. وقد ارتضى جونسون، مثلما اقتنع جلبيرت Gilbert (١٩٠٩) بأن مثل هذه المجارى المائية المتعادلة تقدر على

النحت الجانبى فقط، وبهذا تمكن جونسون من تفسيرالمظهر التحاتى المستوى لكثير من أسطح البيديمنتات.

ويقول جونسون أنه من الممكن اختبار نظريته فى الحقل، فالمشاهدات الحقلية تعززها. ففى المخارج الخليجية الشكل حيث تدلف المجارى المائية الى البيديمونت (وحيث ينبغى أن يحدث التغير من حالة الحمولة الناقصة الى حالة الحمولة الكاملة) ينبغى أن ينشئ النحت الجانبى بيديمنتات يتصف مقطعها الموازى للاتجاه العام لواجهة الجبل بالتحدب الطفيف، رغم أن مقعطها المتعامد على اتجاه الواجهة يظل واضح التقعر.

ويقول جونسون بوجود المراوح الصخرية Rock Fans، وهو التعبير الذى أطلقه على أشباه المخروطات المسطحة، فعلا فى الحقل، وذلك فى المناطق الصحراوية التى درسها. لكنه اعترف بأن التعرف عليها ليس سهلا دائما، وذلك بسبب تغطيتها بطبقة من المفتتات الصخرية، التى تتسبب أيضا فى اظهارها بمظهر يماثل المراوح الرسوبية الفيضية، ويقول جونسون بوجود قنوات، تدعى غالبا باسم منخفضات البيديمونت Piedmont Depressions على كلا جانبى المروحة الصخرية، وهى تحدد مجارى فيضانات الاودية الحالية. وفى رأيه أن هذه القنوات تصاحب عملية التراجع لواجهة الجبل، بالطريقة التى سبق لنا وصفها حين الكلام عن فعل الماء الجارى فى الصحارى.

نقد النظرية:

ويمكن تلخيص الاعتراضات الموجهة لنظرية جونسون فى النقاط الأربع الآتية:

١- لا تتفق آراء الجيومورفولوجيين كلهم على أن المجارى المائية المتعادلة قادرة على النحت الجانبى فقط، بل ان مفهوم التعادل برمته، أصبح فى ضوء الدراسات الحديثة لفعل الماء الجارى، مشكوكا فيه.

٢- وجود المراوح الصخرية ذاته، وهى جوهر نظرية النحت الجانبى للمجارى المائية الصحراوية، كان وما يزال محل تشكك ونقاش من جانب كثير من الجيومورفولوجيين، الذين يرون أن هذه المراوح الصخرية، ما هى فى واقع الامر سوى المراوح الرسوبية الفيضية Alluvial Fans التى تدانيها شبها.

٣- لو كانت نظرية جونسون صحيحة، لوجب أن تكون واجهة الجبل المثالية مسننة بواسطة عدد من الخلجان البيديمنتية (مخارج الاودية الخانقية من النطاق الجبلى)، تفصلها عن بعضها بروزات ونتوءات جبلية تعانى عملية النحت بواسطة المجارى المائية التى تترنح جانبيا. وهذا ما لا نجده عادة فى الحقل. فالواقع أن كثيرا من

واجهات الجبال مستقيمة نسبيا، وتمتد منحدرات البيديمنت متعامدة على خط كوع المنحدر Knick (أو زاوية البيبدمونت).

٤- تزركش الكتل الصخرية المتخلفة، التي تدعى أحيانا باسم «كيزان الذرة» Nubbins، الاسطح الملساء لبعض البيديمنتات. وأنه لمن الصعب تصور امكانية وجود مثل هذه الظواهر، اذا ما اعتبرنا سطح البيديمنت نتاج تعرية جانبية للمجارى المائية. والواقع أن جونسون نفسه يعترف بأن فيضانات الاودية Stream Floods وحدها لا تستطيع تشكيل البيديمنتات.

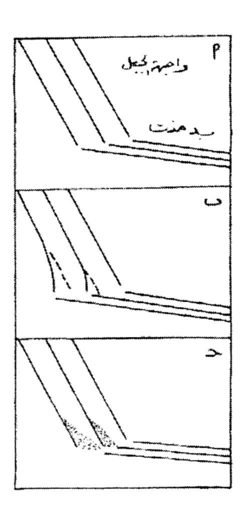
وحينما تصل المجارى المائية الجبلية الى رؤوس البيديمنتات، فانها تتفرع وتتشعب الى قنوات وجداول، وهذه بدورها تتفرع وتتشعب وهكذا... وتعود الجداول الثانوية الى الاتحاد والتشابك، وكثيراما تغيرمواقعها واتصالاتها. وينظر جونسون الى هجرة الجداول الصغيرة هذه على أنهاعملية جوهرية فى تعرية البيديمنت وتسويتها. فهو يقول أنه ما دامت تتواجد هذه الكثرة من القنوات المتشابكة، فان كلا منها لا يحتاج الى الانتقال بعيدا من أجل انجازالتسوية الجانبية على جميع سطح المروحة أو البيديمنت. والواقع أن آلية هذه العملية كما وصفها جونسون، كبيرة الشبه بآلية العمليات التى اقترحها ديفيز W. M. Davis، وسبق لنا ذكرها تحت عنوان «فعل الماء فى الصحارى».

نظرية هـوارد :

هوارد A. D . Howard هو الاخر، جيومورفولوجى أمريكى، يرى فى التسوية الجانبية Lateral Planation العملية الرئيسية لتشكيل البيديمنتات. وقد تمكن هذا الباحث أن يقيم الدليل، ويظهر بنجاح واقعية النحر القاعدى (السفلى) الذى تمارسه المجارى المائية الناشئة فى الاكواع Knick (زوايا البيدمونت) التى تحيط بالمنحدرات الجبلية.

ويتخذ هوارد منحى جونسون فى محاولته البرهنة على أن النحت الجانبى بواسطة فيضانات الاودية والفيضانات الغطائية كليهما، بالاضافة الى الجداول والغسل الغطائى Sheet Wash (شكل من أشكال الجريان السطحى أقل حجما وقدرة من الفيضان الغطائي)، يؤدى الى الإتساع المستمر وتخفيض سطح البيبدمونت.

ولعل الإضافة الجوهرية فى دراسات هوارد، هى رأيه القائل بأن العمليات المؤدية الى تشكيل البيدمونت (الماء الجارى فى أشكال متنوعة)، وتراجع واجهة الجبل (التجوية ونقل المفتتات) مختلفة عن بعضها كل الاختلاف، لكن رغم هذا، فانها تعمل مع بعضها فى تناسق وتآلف (شكل ٧٥). وتبعا لذلك فهو يرى أن معدل تراجع



شكل (٧٥) العلاقة بين معدل تراجع واجهة الجبل ومعدل امتداد البيديمنت

منحدرالجبل، يساوى عادة معدل توسيع البيديمنت (فى أعلاها) بواسطة النحت الجانبى للماء الجارى.

وتبعا لذلك، فانه يندر أن نجد انحدارا مفرطا شديد الوضوح للجزء الاسفل من واجهة الجبل بسبب تسوية سريعة شاذة لسطح البيديمنت. كما أننا لا نصادف عادة تراكمات ضخمة دائمة للمواد المفتتة عند قاعدة المنحدر الجبلى، حيث تحمى الصخر أسفلها، فى الوقت الذى فيه يستمر تراجع الجزء العلوى من المنحدر دون عائق وتبعا لذلك ينشأ تناقص عام فى زاوية الانحدار .

ثانياً : النظريات المركبة

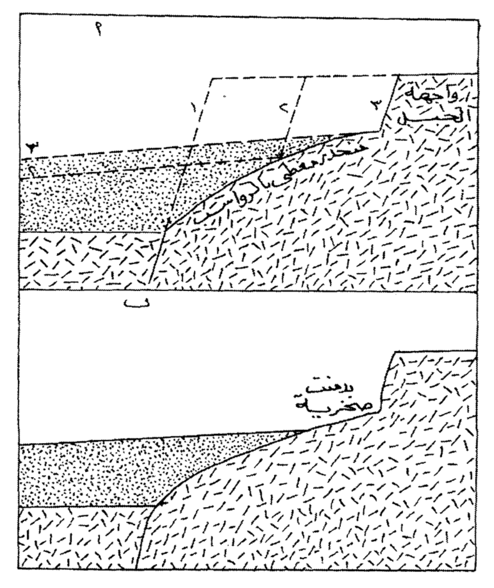
نظرية لوسون :

تقدم لوسون A. C. Lawson فى عام ١٩١٥ بنظريته،التى تعتبر إحدى النظريات الرائدة والمقنعة، لتفسير نشأة البيديمنت. وقد افترض لوسون من الوجهة النظرية، تراجع حافة انكسارية تتعرض للغزو تحت تأثير ظروف جافة. إن الحافة تتراجع

بواسطة التجوية من موقعها الاصلى، ويتراكم الفتات الصخرى عند حضيض الحافة، مالم تكتسحه وتزيله المجارى المائية.

وبمرور الزمن، قد ينمو الفتات الصخرى، ويزحف باستمرار صعدا فوق وجه الحافة المتراجعة، وتبعا لذلك ينطمر جزؤها السفلى، وينعزل عن تأثير التجوية. ويستمر الجزء العلوى من الحافة وحده فى التراجع، وفى كل مرحلة من مراحل تراجعه يترك، بطبيعة الحال، كمية أصغر من الفتات الصخرى، الذى ينتشر ويتوزع فوق سطح منحدر الفتات الصخرى.

ويوضح الشكل (٧٦) هذه العملية، ومنه يتبين أن النتيجة الحتمية تكون تشكيل منحدر صخرى محدب أسفل الفتات الصخرى المتراكم. ويكون الجزء الاسفل (وهو



شكل (٧٦) تكوين البيدمنتات حسبما يري لوسون

الاقدم) من هذا المنحدر أشد انحدارا من غيره،و يدانى فى درجة انحداره درجة انحدار الحافة العيبية الاصلية، بينما يكون جزؤه الاعلى (وهو الاحدث) أكثر أجزائه سهولة فى الانحدار، بل انه يقارب جدا فى انحداره الهين انحدارغطاء الفتات الصخرى الموجود فوقه، وفى هذه الحالة، وعند هذا الحد، يصبح انحداره هينا جدا.

ويترتب على ازالة الطبقة العليا من الفتات الصخرى، أو عن طريق تعرية المواد المجواه ما يتسبب فى إنقاص زاوية الانحدار، أن ينكشف جزء المنحدر الصخرى الذى يجاور مباشرة حضيض الحافة.

ويعتقد لوسون أن هذه الاوضاع النظرية تتحقق فعلا فى صحارى الولايات المتحدة الامريكية. فكثير من واجهات الجبال هناك قد نشأت أصلا كحافات عيبية، أخذت، منذ ولادتها تتراجع بالتجوية أثناء أمد طويل. وتم نقل الفتات الصخرى المشتق من صخورها، ، بواسطة فيضانات الاودية والفيضانات الغطائية، الى الاحواض التركيبية المغلقة، حيث أرسب فيها. وباستمرار الارساب والتراكم كان الفتات الصخرى يزحف فوق الحافات الاخذةفى التراجع. وتبعا لذلك تنشأ المنحدرات الصخرية المحدبة أسفل الغطاء الرسوبى، وهى المنحدرات التى أسماها لوسون منحدرات أسفل الفتات الصخرى المحدبة Sub-Alluvial Convex Benches والتى تحقق الاستدلال على وجودها عند حفر العديد من الابار للحصول على المياه.

وقد أدت إزالة غطاء الفتات الصخرى أو تعريته فى كثير من الأماكن الى الكشف عن الاجزاء العليا من المنحدر المحدب، وبالتالى تشكيل البيديمنتات الصخرية المألوفة. وقد استمر عبور الفتات الصخرى الاتى من الجبال للبيديمنتات، وهذا هو السبب فى تغطية الرسوبيات لكثير من الاسطح البيديمنتية، كما وأن تعرية الماء قد أحدثت فيها تعديلا ثانويا، فأعطت لمقاطعها الجانبية الشكل المقعر الذى تتميز به.

والواقع انه من الممكن تطبيق نظرية لوسون على أنماط معلومة من البنيات الجيولوجية، وهى البنيات الكتلية الانكسارية، وفى مناطق تتميز بأن مستوى قاعدتها المحلى آخذ فى الارتفاع بسبب استمرار الاطماء والإرساب. ومع هذا فان بعضا من البحاث لم يقبل رأى لوسون القائل بأن انكشاف وظهور البيديمنت الصخرية يتم هكذا عن طريق الصدفة، ذلك أن ظاهرة البيديمنت كثيرة التشكيل فى ظروف المناخ الجاف لدرجة تجعل منها شكلا أرضيا عاديا شائعا.

وأهم من ذلك حقيقة أن البيديمنتات لايقتصر وجودها وتكوينها على هوامش الاحواض المغلقة، او ما يماثلها من ظروف مورفولوجية تلائم استمرار بناء الرواسب المائية، لكنها تتشكل أيضا حيثما كان مستوى القاعدة المحلى ثابتا مستقرا، أو حتى آخذا

فى الانخفاض نتيجة لعمليات نحر للمجارى المائية. وكما أوضح كنج L.C.King(١٩٤٨)، ومعه حق، أن هذا يمثل الوضع العادى الشائع فوق قسم كبير من أرض افريقيا، حيث لا تتشكل البيديمنتات عند أسافل الحافات العيبية أو الانكسارية، وانما أسفل جدران أودية المجارى المائية الآخذة فى التراجع.

وقد ميز بريان Bryan وماك كان Mc. Cann (١٩٣٦) فى وادى ريو بيركو Rio Puerco فى ولاية نيوميكسيكو بجنوب غرب الولايات المتحدة الامريكية، سلسلة من سهول التعرية Pediplains والبيديمنتات، نشأت وتطورت مرتبطة بمستوى قاعدة آخذ فى الانخفاض المتقطع غير المنتظم منذ عصر الإيوسين.

نظرية بنك:

هذه الشواهد وغيرها تقودها الى عرض نظرية ترددت فى كتابات الجيومورفولوجى الالمانى فالتر بنك W. Penck، وأحياها وعززها كل من كنج L. C. King (١٩٤٨)، وجودة(١٩٧٢، ١٩٧٥).

ويرى هؤلاء الباحثين أن البيديمنت ما هى فى الواقع الا المنحدر القاعدى Basal Slope (عنصر المنحدر السفلى)، وتبعا لذلك فقد نشأت ظاهرة البيديمنت عند أسفل منحدر شديد الانحدار يعانى من تراجع متوازى. فالبيديمنت حينئذ ما هى الا منحدر نقل، فوقه يتحرك الفتات الصخرى الذى تمت تجويته من المنحدر الشديد (الوجه المكشرف أو واجهة الجبل أو الحافة) فى طريقه الى المجرى المائى (كما فى دورة تشكيل سطح البيدى pediplanation)، أو الى منطقة الارساب مثل حوض البولسون Bolson.

ومثلما تتحدد شدة انحدار واجهة الجبل بواسطة زاوية استقرار الفتات الصخرى القابع فوقها، فان انحدار البيديمنت يتقرر بحجم الفتات الصخرى الذى يلزم نقله عبرها. وقد سبق أن أشرنا بأن زوايا انحدار كل من المراوح الرسوبية والبيديمنتات الصخرية فى العادة متماثلة، وتصل الى سبع درجات. وتنشأ الاولى، بطبيعة الحال، عند زاوية الاستقرار القصوى للمواد الرسوبية، بينما تنشأ الثانية عند أدنى زاوية يتطلبها نقل المواد بواسطة الماء الجارى. وهذان النمطان من الزوايا متماثلان.

ومن الواضح انه لو كانت هذه النظرية صحيحة، وهذا ما نعتقده، فان البيديمنتات تتشكل بهيئة مثالية فى الصخور التى تتأثر بالتفكك الكتلى والحبيبى، مثال ذلك الصخور النارية. وان التفكك الصخرى فى هيئة كتل يعطى الفرصة لنشوء منحدر جبلى شديد الانحدار يتصف بالتراجع المتوازى. كما أن استمرار تفكك الكتل، وهى فى موضعها،

وتحولها الى حبيبات، يجعل زاوية انحدار المنحدر القاعدى (وهو منحدر النقل والعبور) هينة جدا، ومن هنا يتضح التفاوت بين عنصرى المنحدر الرئيسى (عنصر الحافة أو واجهة الجبل أو الوجه المكشوف وعنصر المنحدرالقاعدى) وقطع الانحدار فيما بينهما.

ولعله من المناسب هنا أن نذكر أن بالشين وباى Balchin and Pye فى وصفهما لصحارى ولايتى أريزونا وكاليفورنيا، قد أشارا إلى الإرتباط الوثيق بين واجهات الجبال الشديدة الانحدار والبيديمنتات والصخور الجرانيتية وصخور النيس وغيرها من الصخور البللورية.

ونحن نرى فى نظرية بنك كثيرا من المزايا. فهى تقبل التجوية وعمليات التجوية باعتبارها المسئولة عن تراجع المنحدر وتكوين البيديمنت كليهما، وفضلا عن ذلك فانها لاتهمل فضل التعرية المائية. وتعزو النظرية نقل حبيبات الفتات الصخور الدقيقة عبر سطح البيديمنت الى فعل الماء الجارى وحده. وطبيعى أن يكون لهذا الماء الجارى، المحمل أحيانا بمعاول النحت من الرمال والحصى، تأثير تحاتى. وتشهد بذلك دلائل عدة، تتمثل فى قطاع البيديمنت المقعر، وما يعتور سطحها أحيانا من خنادق، ونحر وتقويض قواعد المنحدر فى خلجان البيديمنت (مخارج الاودية الى سطح البيديمنت).

وخلاصة القول، فان البيديمنت الصخرية، رغم أنها أصلا ناشئة كمنحدر نقل، فانها أيضا تحمل خصائص منحدر تعرية مائية: بالنحت الرأسى، وبالنحت الجانبى كليهما.

ومن بين الميزات الاخرى التى تنفرد بهانظرية فالتر بنك، إمكانية تطبيقها على حالات كثيرة ومتنوعة تختص بتباين البنية ومستوى القاعدة والمناخ. وتبعا لذلك تنشأ المنحدرات القاعدية عند حضيض الحافات البنيوية، مثلما تنشأ أسفل منحدرات تشكلت بفعل التعرية المائية. ولعل مستوى القاعدة المستقل هو الممثل لأنسب الظروف لتشكيل البيديمنت، لكن قد يتسبب مستوى القاعدة الآخذ فى الارتفاع فى تعديل عملية التشكيل، مؤديا الى انطمار البيديمنت ودفنها فى الرواسب، ولربما يعاد الكشف عنها لازالة الغطاء الرسوبى من فوقها فى مرحلة لاحقة.

ويتسبب انخفاض مستوى القاعدة فى تشكيل بيديمنت جديدة على مستوى أدنى، كما ينجم عنه تجديد شباب البيديمنتات القديمة. هذا ويؤكد وجود البيديمنتات فى الاراضى الجافة، وفى مناطق السفانا، ولربما فى مناخات أخرى متنوعة، على حقيقة أن عملية تشكيل البيديمنت قد تكون منفصلة، بل نرجح أن تكون، عملية تشكيل منحدر، أى منحدر، تقوم بعملها فى بيئات متباينة، منشئة لمنحدرات قاعدية (سفلى) مقعرة، التى تعتبر ظاهرة مثالية لقطاعات منحدرات كاملة النمو.

ومهما يكن من أمر. فانه بسبب تفرد عمليات التجوية والنقل العاملة فى أراضى المناخات الجافة بطبيعة خاصة، قد حدث تزيد فى تأكيد التفاوت بين المنحدر القاعدى الهين، والواجهة الجبلية التى تنهض من فوقه. وتبعا لذلك فقد حظيت ظاهرة البيديمنت الصخرية فى الجهات الصحراوية بهذا القدر الكبير من الاهتمام، واثارت كل هذه الكثرة من الجدل والنقاش.

الفصل السابع

التعرية البحرية
وجيومورفولوجية السواحل

التعرية البحرية

تتميز التعرية البحرية عن غيرها من أنماط التعرية بخصائص يمكن تلخيصها فى النقاط التالية :

١- يتركز فعل البحر فى نطاقات معلومة محدودة. ذلك أن امتداد خط الساحل يقرر المساحة التى تطولها الأمواج وتؤثر فيها، ومن ثم فكلما ازداد تسنن الساحل، زاد طوله، وبالتالى ازداد مجال فعل الامواج. كما أن تأثير الامواج رأسيامحدود أيضا، فهو لا يزيد كثيرا عن أقصى ارتفاع تصله مياه المد العالى، كما أنه محدود العمق عن أدنى حد تبلغه مياه الجزر الواطئ.

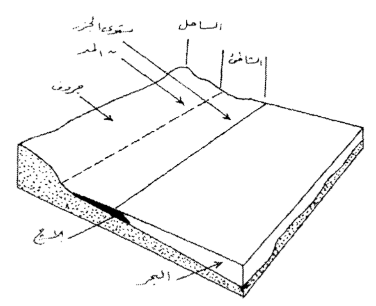
٢- الاشكال التى تنشئها التعرية البحرية سريعة التغير نسبيا. فمعظم البلاجات والشواطئ لا تبقى على حالها الا مدة قصيرة، ذلك أن تذبذب حركة المد والجزر، والرياح، والامواج التى تنشئها وتشكلها، ماتلبث أن تهدمها أو تعدل من شكلها. كذلك الجروف، يصيبها التساقط والانزلاق وبالتالى التغير الشديد، خصوصا اذا كانت مكونة من صخور هشة مفككة. ويعتبر تراجع الجروف وتآكل السواحل من الامور الخطيرة التى تهم الأقطار الساحلية، خصوصا اذا ماكانت تلك النطاقات منتجة ومعمورة. ورغم أن عملية تكوين الألسنة والخطاطيف والحواجز والشطوط يتم ببطء نسبيا، لا ترى ولا تحس كانهيار الجروف وتآكل السواحل، فانها تتم فى عدة عقود قد لاتزيد كثيرا على قرن واحد من الزمان.

٣- يتلقى نطاق الساحل نتاج التعرية البحرية من الرواسب كما ترد اليه رواسب عوامل التعرية الاخرى، كالرواسب النهرية والجليدية والهوائية، لذلك نجد فى النطاقات الساحلية توازنا بين أشكال النحت والارساب، وهذا ما نفتقده فى الداخل القارى الذى يتأثر بعوامل التعرية الاخرى.

٤- لا يتم تشكيل الجروف وتراجعها بواسطة التعرية البحرية وحدها. صحيح أن التعرية البحرية تنحت وتقوض أسافل الجروف التى تكون فى متناول فعل الامواج مما يعين على انهيار الجزء العلوى، لكن درجة التقويض البحرى عند قواعد الجروف قد تكون أقل حدة من تعرية الجروف ككل بواسطة عوامل التعرية الاخرى.

٥- عمليات التعرية البحرية منظورة. وهى نشطة بعملها بسرعة تناسب إمكانيات الدارس الذى يرغب فى ملاحظتها وقياسها. فمن السهل دراسة فعل الامواج المتكسرة الهدامة، وتلك المتهادية البناءة، وملاحظة حركة المواد من الحصى البحرى و الرمال وهى تتحرك فوق سطح الشاطئ صعدا نحو اليابس ونزلا تجاه البحر، وعلى امتداد الشاطئ مع تيار الدفع الناشئ من طبيعة حركة الامواج.

وقبل ان ندخل فى تفاصيل الدراسة الجيومورفولوجية للسواحل، يحسن بنا أن نحدد معانى بعض المفاهيم الخاصة بها. فكلمة ساحل Coast تدل على نطاق اتصال اليابس بالبحر، بينما يشمل الشاطئ Shore المساحة الواقعة بين حضيض الجروف البحرية (وهى الحوائط الصخرية المشرفة على البحر) وأدنى مستوى تصله مياه الجزر. واذا حدث وكان الساحل سهليا يخلو من الجروف فان تعبير الشاطئ يطلق حينئذ على المساحة المحصورة بين أعلى حد تصله أمواج العواصف وبين أدنى منسوب تصله مياه الجزر. أما البلاج Beach فيتألف من رواسب الرمال والحصى فوق الشاطئ. ويمكن تعيين خط الساحل Coastline إما بخط الجرف البحرى أو الخط الذ ى تصل اليه أعلى أمواج العواصف. وينقسم الشاطئ الى نطاقين : الشاطئ الامامى Fore-shore ويمتد من أدنى منسوب لمياه الجزر الى أعلى منسوب تصله موجة المد، والشاطئ الخلفى Back-shore ويمتد من أعلى منسوب تصله موجة المد الى خط الساحل.



شكل (٧٧) الساحل والشاطئ والبلاج

العوامل التي تؤثر في تشكيل السواحل :

يتوقف شكل الساحل على تفاعل عدد من العوامل نجملها فيما يلى :

أولاً : فعل الامواج وحركة المد والجزر والتيارات البحرية. وهى جميعا تقوم بوظائف النحت والنقل والارساب فى المناطق الساحلية.

ثانياً : طبيعة الساحل أو هامش اليابس الذى يتعرض لفعل تلك العمليات البحرية. هل هو مرتفع شديد الانحدار، أومنخفض هين الانحدار؟ هل هو مستقيم أو مسنن ؟ يضاف الى ذلك خصائص تكوينه الصخرى ودرجة مقاومة صخوره للتعرية، ومدى التجانس أو التفاوت فى تركيبها.

ثالثاً : التغيرات التى انتابت وتنتاب المستوى النسبى لليابس والماء، والتى تعرف أحيانا بالتغيرات الموجبة والسالبة بحسب نتائجها فى رفع أو خفض مستوى البحر بالنسبة للساحل.

أولاً: فعل الأمواج وحركة المد والجزر والتيارات البحرية :

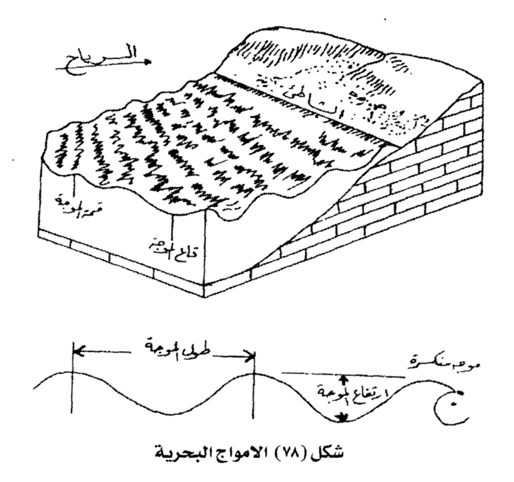
أ) فعل الأمواج :

تنشأ الامواج عادة من هبوب الرياح والعواصف فمعظم الامواج ناتجة من تأثير احتكاك الرياح بسطح المياه، غير أن الامواج قد تنشأ بتأثير حركات المد والجزر، كما تنشأ من تأثير الزلازل والثوران البركانى فى قاع المحيط. ولكل موجة ارتفاع يقاس من قاعها Trough الى قمتها Crest «ولها طول Length يعبر عنه بالمسافة بين قمتها وقمة الموجة التالية لها. أما مدة الموجة Wave Period فيقصد بها الفترة الزمنية بين لحظتى مرور قمتين متتاليتين بنقطة معينة.

وجدير بالذكر أن كتلة المياه لا تتحرك ولا تنتقل مع الموجة، ولكن الذى ينتقل هو الطاقة الدافعة. فجزيئات الماء تتحرك فى مسار دائرى أو بيضاوى يتعامد على خط مرور الموجة ثم تعود قريبا جدا من مكانها الاصلى. ولو تحركت كتل الماء مع الامواج بالفعل لاصبحت الملاحة البحرية مستحيلة، ولتعذرت السكنى بجوار السواحل البحرية. ويمكن تمثيل حركة الموجة بقطعة من الفلين تطفو فوق مياه متماوجة، فانها تعلو وتنخفض مع الموج ولكنها لا تكاد تغير موضعها ما لم تجرفها بالفعل رياح أو تيار مائى. وشبيه بذلك تمايل سنابل القمح وتموجها مع الريح.

وتنشأ أعظم الامواج فى المحيطات لاتساع مجالها الذى يعبرعنه بطول الامتداد Length Fetch، وهو المسافة الى تقطعها الامواج مدفوعة برياح دائمة الهبوب فى اتجاه واحد دون أن يعترضها عائق، وكلماكبر امتداد الامواج Fetch كلما ازداد طولها Length وارتفاعها Height. وأطول موجة محيطية جرى قياسها وصل الى ١١٣٠م (بين قمتين متتاليتين). وأعظم اتفاع وصلته وصل الى ٢٢ م، قام بتسجيله جهاز آلى أثناء عاصفة هاريكين فى غرب المحيط الاطلسى فى عام ١٩٦١. وحينما تصل الامواج الى مياه ضحلة يشتد انحدار قممها وتتجعد ثم تتكسر، وهى التى تعرف بالامواج المتكسرة breakers (شكل ٧٨)، ومن ثم تندفع كتل المياه شوق الشاطئ، ثم ترتد ثانية صوب البحر. ويقابل احتشاد المياه على الشاطئ حركة للمياه مضادة فى هيئة تيار رجعى (تعويض) نحو البحر. ويشعر المستحم فى هذه الحالة بمثل هذا السحب الخطير.

وتدفع الرياح الامواج نحو الشاطئ، ويتقرر مدى ارتفاعها وطاقتها بقوة الرياح التى



شكل (٧٨) الامواج البحرية

تسوقها وبطول الامتداد. ولهذا فان موقع خط الساحل بالنسبة لاتجاه الريح ولعرض البحر يعتبر من أهم العوامل التى تؤثر فى تشكيله وبخاصة موقعه بالنسبة لاتجاه أقصى طول امتداد، ومن ثم لاعظم الامواج وهى الامواج الأقدر على القيام بعمليات التعرية.

ولأمواج العواصف أهمية خاصة، وهى التى تحركها رياح فى قوة الاعصار أو العاصفة تهب فوق مسطح مائى عظيم. فمثل هذه الامواج العاتية قد يعادل تأثيرها فى تشكيل السواحل فى يوم واحد ما تستطيع الامواج السائدة العادية فعله فيها أثناء عدة اسابيع. وتتسابق هذه الامواج وتتلاحق بسرعة وبمعدل يتراوح بين ١٢ -١٤ موجة فى الدقيقة الواحدة، ونظرا لتزاحمها ترتفع قممها وتتساقط كتل المياه من فوقها على طول جبهتها الزاحفة وتغوص فجأة بهدير شديد، فيزداد عنفوان السحب وارتداد المياه التى تنحت أرض الشاطئ وتجرف معها مواده نحو البحر. ولهذا فهى تعرف بأمواج الهدم (النحت) destructive.

أما الامواج المتوسطة القوة التى تتهادى نحو الساحل بمعدل يتراوح بين ٦ – ٨ موجة كل دقيقة، فانها تتسم بقوة دافعة فعالة نحو الساحل تفوق قوة السحب وارتداد المياه التى يعرقلها احتكاكها بالقاع وامتصاص رواسب الشاطئ لجزء من تلك المياه المرتدة.

ولهذا فان مقدار ماتدفعه من الحصى نحو الساحل يزيد على مقدار ما تجرفه معها نحو البحر، ولذا تسمى بأمواج البناء (الارساب) Constructive. ويقدر مقدار الضغط الذى تمارسه أمواج المحيط الاطلسى فى فصل الشتاء على الشاطئ الغربى لأيرلندا بنحو أربعة أطنان للمتر المربع. ويشتد الضغط فيبلغ ثلاثة أمثال هذ القدر فى حالة الامواج العاصفة. ويعظم تأثير الامواج العاصفة على خط الساحل حين تشد من أزرها أمواج المد العالى، فيصل فعلها حينئذ الى واجهة الجروف البحرية.

ومن الامواج العاتية ما يعرف بالامواج الزلزالية أو التسونامية Tsunami . وهى تنشأ نتيجة للهزات الزلزالية التى تصيب الاخاديد والاحواض فى القاع المحيطى العميق ففى أخاديد أتكاما وألوشيان واليابان تحدث الزلازل التى تثير أمواجا عنيفة ترتطم بالسواحل فتسبب الكثير من الهدم والتخريب. وتحتل هذه الاخاديد وأمثالها مواضع ضعيفة غير ثابتة يصيبها الاختلال والاضطراب مما يولد الكثير من الزلازل التى تسبب الامواج الثائرة العظيمة.

وتعمل الامواج كعامل نحت بطرق متعددة فالفعل الهيدروليكى Hydraulic لكتل المياه ذاتها له تأثير مباشر على تحطيم الصخور حينما تصطدم بها. وينضغط الهواء الموجود فى الشقوق والشروخ والفواصل التى تكتنف واجهة الجرف بشدة نتيجة لدفع المياه، وحينما ترتد الموجة يتمدد الهواء فى الشقوق فجأة فيؤدى ذلك الى تأثيرانفجارى عنيف. وحينما تتوالى عملية انضغاط الهواء وتمدده، فان أحجام تلك التراكيب الصخرية الثانوية تكبر، ويؤدى هذا فى النهاية الى تحطيم الصخر وتآكل الجرف. وتسرع تلك العملية اذا كان الصخر يحتوى على كثير من تلك الفواصل والشروخ.

وأهم من هذا وأكثر قدرة الفعل التحاتى Corrasive الذى تمارسه كتل الحطام الصخرى حين تصطدم بأسافل الجروف فمثل هذا التقويض السفلى ينشئ جروفا معلقة فيها تؤثر عوامل التجوية كفعل الصقيع وماء المطر، ويتوقف ذلك على طبيعة الصخور المكونة لها كما سنشير فيما بعد.

وتتصادم مكونات هذا الحطام الصخرى ببعضها Attrition كما تصطدم بالجروف. ويحدث التصادم باستمرار سواء حين تدفعها مياه البحر. وتبعا لذلك تتآكل مكونات الحطام الصخرى نفسها. إذ ينحت بعضها بعضا نتيجة لاحتكاكها ببعضها. ويقع حصى الشواطئ تحت تأثير خضخضة وسحق عنيف مستمر أثناء هبوب الرياح القوية التى تثيرها الامواج العاتية.

ويبقى بعد ذلك أن نشير الى التأثير الكيماوى الذى تمارسه مياه الامواج فى صخور الشواطئ خاصة منها الصخور الكربونية، وسنشير الى ذلك بشئ من التفصيل فيما بعد.

ومن هذا نرى أن العمل التحاتى للامواج من أربعة أنماط : الفعل الهيدروليكى Hydraulic Action، والنحت Corrasion، والاحتكاك Attrition ثم الاذابة Solution، وهو يماثل بذلك العمل التحاتى للمياه الجارية (الانهار).

ب) المد والجزر:

يتحرك سطح البحر بين ارتفاع وانخفاض مرة كل نصف يوم تقريبا، هذه الحركة تبدو واضحة على الخصوص بجوار الساحل. ويعرف أقصى ارتفاع يبلغه سطح البحر بالمد، وأدنى انخفاض باسم الجزر.

ويقدر مدى الحركة بالمسافة الرأسية بين مستوى المياه فى أقصى المد ومستواها فى أدنى الجزر. وتنشأ ظاهرة المد والجزر عن قوى جذب القمر والشمس للمياه. فالمياه بطبيعتها تستجيب لقوى جذب الاجرام السماوية البعيد منها والقريب. ولكن جذب النجوم - نظرا لبعدها الشاسع عن المسطحات المائية على الارض - ضئيل جدا لا يكاد يتأثر به سطح البحر. وتأثير القمر فى إحداث المد أقوى من تأثير الشمس لان الشمس بعيدة هى الاخرى عن الارض، أما القمر فقريب منها نسبيا، ولهذا نجد أن تأثير الشمس يقتصر على تقوية تأثير القمر أو إضعافه.

وتستجيب مياه البحار والمحيطات جميعا للقوى التى تحدث المد والجزر، سواء منها العميق أو الضحل. فكل قطرة من ماء المحيط من قاعه الى سطحه تتأثر بتلك القوى، وهى بهذا تختلف كل الاختلاف عن قوى الامواج. فالامواج التى تحدثها الرياح رغم شدتها لا يتعدى تأثيرها المستويات المائية الى عمق لا يزيد كثيرا عن مائة قامة بحرية. ففى مضيق مسينا Messina حيث تتقابل تيارات مدية تنشأ عنها دوامات مائية تحرك مياه المضيق جميعا من قاعه الى سطحه، وتقذف الى البر بالاسماك والكائنات التى تعيش فى الاعماق. والكتل المائية التى تحركها تيارات المد غاية فى الضخامة، وليس أدل على ذلك من أن تيار المد يجلب الى خليج فندى Fundy كتلا من المياه تقدر بحوال ١٠٠ مليون طن مرتين فى اليوم الواحد.

ويحدث أعلى مد وهو المعروف بالمد العالى Spring tide مرتين كل شهر، مرة حينما يكون القمر فى المحاق، أى حينما يكون القمر مجرد خيط فضى فى السماء، وحينئذ يكون جذب القمروالشمس للماء فى اتجاه واحد، والمرة الثانية حينما يكون القمر بدرا، وحينئذ يكون جذب القمر والشمس للماء فى اتجاهين متقابلين. وفى كلتا الحالتين تكون الشمس والقمر والارض على استقامة واحدة، وبذلك يتعاون جذب كلا الجرمين السماويين فى جذب ورفع المياه عاليا على الشواطئ ، ودفعها لترتطم بالصخور وتملأ المرافئ.

ويضعف المد مرتين فى الشهر العربى : الاولى فى الاسبوع الاول والثانية فى الاسبوع الثالث، وذلك حينما يكون القمر والشمس فى اتجاهين متعامدين. و يسمى المد فى كلتا الحالتين بالمد المنخفض. وهناك عدة عوامل تتدخل لتجعل حركة المد أكثر تعقيدا مما يظهر، فتأثير الشمس والقمر فى تغير مستمر تبعا لتباين أوجه القمر، ولاختلاف بعد القمر والشمس عن الارض، كذلك لتفاوت موقع كل منهما الى الشمال أو الى الجنوب من الدائرة الاستوائية.

ويتباين مدى ارتفاع المد تبايناكبيرا فى مختلف جهات العالم، فقد يعلو ويرتفع فى جهة ما الى حد كبير، بينما يضمحل ولا يكاد يحس به أحد فى بقعة أخرى قد لا تبعد عن الاولى كثيرا. وأقصى ارتفاع يبلغه المد فى العالم يحدث فى خليج فندى Fundi، اذ يرتفع المد العالى عند رأس هذا الخليج فى مياه حوض ميناس Minas بمقدار ١٥م. وفى جهات أخرى ترتفع المياه وتنخفض فى هدوء، ولا يزيد فيها الفرق بين المد والجزر عن قدم واحد (نحو ٣٠,٥ سم) ومنها البحر المتوسط.

وقد تمارس تيارات المد والجزر تأثيرا تحاتيا قويا. فهى ذات أهمية واضحة فى تكوين قنوات سفلى بل سطوح تعرية هينة الانحدار فوق قاع الرَّف القارى، وحين تحتشد مياه المد فى الخلجان الضحلة الضيقة فانها تلاطم صخور سواحله وتمارس فعلها كعامل نحت ونقل وارساب. فتيارالمد الذى يسير بسرعة ٨كم فى الساعة أمام لسان هرست كاسيل Hurst Castle على ساحل هامبشير Hampshire يستطيع جرف الحصى حتى عمق يصل الى نحو ٢٢ قامة بحرية.

جـ) التيارات البحرية :

هناك ثلاثة عوامل رئيسية تتسبب فى تحريك المياه السطحية للبحار والمحيطات فى صورة تيارات مائية نجملها فيمايلى :

١- **الرياح الدائمة :** ويتناول تأثيرها مساحات واسعة من المسطحات المائية، وخاصة الرياح التجارية الشمالية الشرقية والجنوبية الشرقية التى تهب صوب خط الاستواء من الشمال الى الجنوب. فهى تقوم بالدور الرئيسى فى دفع المياه الاستوائية نحو أمريكا الوسطى حيث يخرج تيارالخليج الدافئ الذى يعبر المحيط الاطلسى الى غرب أوربا وشمالها الغربى.

٢-**القوي الأرشميدية :** وتنشأ من تغيرات داخلية تحدث فى كتل المياه وتسبب التفاوت فى درجة كثافتها. وترجع هذه التغيرات الى عاملى التمدد والانكماش فى المياه نتيجة لتعرضها للحرارة والبرودة. وقد ترجع أيضا الى ازدياد فى ملوحة المياه نتيجة للتبخير الشديد فى المياه السطحية مثل ما يحدث فى الجهات المدارية، أو قد يعزى الى

نقص فى درجة الملوحة نتيجة لتدفق كميات عظيمة من المياه العذبة الناشئة عن ذوبان الجليد أو هطول الامطار الغزيرة.

ولا شك فى تأثيرات هذه القوى خاصة فى إحداث التباين والتغير الافقى والرأسى فى الاحواض المحيطية الكبيرة. وقد ظهر من الدراسات التى قامت بها البعثات الكشفية فى المحيطين الاطلسى والجنوبى حقيقة هامة، وهى أن التساقط الغزير فى هيئة مطر أو ثلج، وكذلك ذوبان مياه المحيط الجنوبى يمتد عبر خط الاستواء الى نصف الكرة الشمالى، وهذا مثال يعطينا فكرة عن أهمية تلك القوى الأرشميدية وأثرها فى تحريك المياه فى صورة تيارات بحرية.

٣- **دوران الارض حول نفسها :** وهو يولد قوة انحرافية تعرف بقوة كوريولى Corioli. وهى تؤثر فى الغلاف الجوى كما تؤثر فى المسطحات المائية. وهى ليست سببا فى الحركة الداخلية للمياه. وانما هى تسبب انحرافها. فالمياه حين تتحرك فى أى اتجاه تنحرف نحو اليمين فى نصف الكرة الشمالى والى اليسار فى نصفها الجنوبى، وفضلا عن قوة كوريولى تسهم أشكال السواحل وامتداداتها فى التأثير على اتجاه مسار التيارات البحرية.

والتيارات البحرية بطيئة الحركة. وهى وإن كانت عظيمة الاثر من الوجهة المناخية إلا إنها لاتقوم الا بنصيب محدود فى تشكيل السواحل، فالتيارات الساحلية تحمل المواد الناعمة التى تصادفها فى طريقها بجوار الشواطئ، وتنقلها الى حيث ترسبها فى منطقة شاطئية أخرى، ولهذه العملية أهميتها فى بعض الشواطئ، اذ انها تزيح نتاج تعرية الامواج، وتكشف أسافل الجروف التى تتعرض من جديد لغزو الامواج.

ثانياً : طبيعة السواحل

يتوقف مدى استجابة السواحل لتأثير التعرية البحرية على عدة أمور: منها ما يختص بطبيعة الصخور المكونة لها وصلابتها ومقدار ما بها من شروخ وفواصل ومدى قابليتها للتأثر بالتجوية الكيماوية، ومنها ما يختص بالتفاوت فى ارتفاع الجروف البحرية نظرا لأنه كلما ارتفع الجرف كلما ازدادت كمية المواد التى يمكن نحتها لتسبب تراجعا معلوما للساحل، وأخيرا توجيه الساحل بالنسبة للامواج السائدة ودرجة تسننه ثم طبيعة قطاع الشاطئ.

أ) صلابة الصخور :

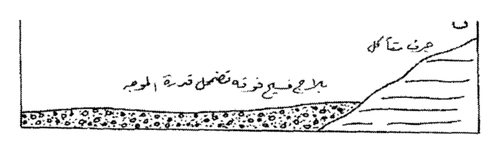
وتعتبر صلابة صخور الساحل ومقدار ما بهامن فواصل وشروخ من أهم الامور التى تؤثر فى عمل التعرية البحرية. فكلما اشتدت صلابة الصخر وقلت نسبة الفواصل فيه

كلماضعف تأثير التعرية فى الساحل. ويعظم فعل التعرية البحرية فى الصخور الهشة اللينة. مثال ذلك الساحل الشرقى لانجلترا الذى يتركب فى معظمه من رواسب تنتمى لعصرى البلايوسين والبلايوستوسين، فهو يستسلم لفعل الامواج بسهولة، وتتركب سواحل سسيكس Sussex وهامبشير Hampshire من صخور إيوسينية وأوليجوسينية وبلايوستوسينية لينة تستجيب بسرعة لتأثير التعرية البحرية. وسرعة فعل التعرية فى الصخور الهشة تنذر بالخطر إذ أن هذه السواحل تتراجع سنويا بمعدل يتراوح بين ٢ – ٣م، بل أمكن تسجيل تراجع فى بعض الاجزاء يتراوح بين ٤ – ٦ م فى السنة.

ولعل أسرع السواحل تآكلا ساحل جزيرة كراكاتاو التى تقع بين جزيرتى سومطرة وجاوة. فقد تراجعت الجروف التى تتركب من الرماد البركانى ١,٦ م فى الفترة بين عامى ١٨٨٣ – ١٩٢٨، وتبين أن الساحل يتراجع فى بعض المناطق بمعدل ٣٠ متراً كل عام. وتعانى الدلتا المصرية فى السنين الاخيرة من تآكل ساحلها الشمالى، وتبذل الهيئات المختصة جهوداً كبيرة فى سبيل تثبيته عن طريق بناء محطمات الامواج والحواجز الخرسانية.

ولكى تستمر التعرية فى عملها بالمعدلات المشار اليها ينبغى على البحر أن يكتسح المواد التى تتآكل من الجروف، والا فانها تتراكم مكونة لشواطئ فسيحة وألسنة وحواجز رسوبية تعمل جميعا على تبديد طاقة الامواج، وتمنع ولو مؤقتا غزوالامواج لقواعد الجروف، وتعمل التيارات البحرية الشاطئية على تحريك المواد المنحوتة وإبعادها، ومثل





شكل (٧٩) جروف ساحلية في صخور لينة

أ) تعرية بحرية نشيطة.

ب) تعرية بحرية غير نشيطة.

هذه التيارات تدفع بالمواد فى حالة انجلترا من الشمال الى الجنوب على ساحلها الشرقى، ومن الغرب الى الشرق على ساحلها الجنوبى. وفى حالة الدلتا المصرية يدفع تيار البحر المتوسط الغربى رواسبها أمامه شرقا ليرسبها على الشاطئ الفلسطينى.

ويمكن التعرف على ماإذاكانت التعرية ما تزال دائبة نشيطة فى الجرف أم لا عن طريق دراسة القطاع العرضى للجرف : فتمكن مشاهدة آثار النحر عند قاعدة الجرف الذى ما يزال يعانى من التعرية، كما تحمل أعاليه شواهد لعمليات الانزلاق والانهيارالنشيطة لمواده الهشة، بينما تتآكل أعالى الجروف وتنمو عليها النباتات اذا توقفت أو ضعفت فيها عمليات التعرية (شكل ٧٩).

ويمكن القول عامة أن التعرية تكون عظيمة النشاط فى الجروف اللينة الصخور فى البداية، ثم تضمحل بالتدريج حتى تتوقف تماما، ما لم يكتسح البحر المواد الصخرية التى انتزعت من الجرف بعيدا حتى لا يعرقل فعل الامواج عند حضيضه.

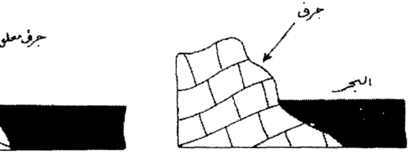
أما تعرية الصخور الصلبة : فتختلف عن ذلك كثيرا. فهنا نجد للفواصل والشروخ أهميةكبيرة، فهى تسمح بنفاذ فعل البحر، كما تؤثر على تفاصيل شكل الجرف والرصيف الصخرى التحاتى الموجود أمامه. وتتسع الفواصل والشروخ بفعل التأثير التحاتى للمواد الصخرية التى تتداخل فيها بدفع الامواج، وبسبب الضغوط التى تولدها قوة الموج حينما يتكسر على الجروف. وقد تكبر الفواصل وتتحول الى مداخل ضيقة وعميقة .وقد تتسع الشروخ والكسور بفعل البحر وتتحول الى كهوف بل الى أنفاق خلال الرؤوس الارضية الضيقة. ويشاهد مثلها عند تنتاجل Tentagel فى شمال كورنوول. والنتيجة النهائية لفعل التعرية البحرية على طول الفواصل وسطوح الضعف الصخرية الاخرى هى تكوين المسلات البحرية. وسيرد ذكر ذلك كله تفصيلا فيما بعد.

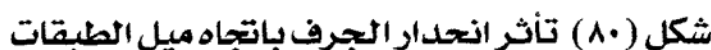
ب) الفواصل والميل الطبقي :

ونمط توزيع الفواصل له أهمية كبيرة فى التحكم فى طبيعة القطاع الجانبى للجرف. فحينما تميل الطبقات نحو البحر، فان الكتل الصخرية تنكسر عند سطوح الفواصل بزوايا قائمة على سطوح الانفصال الطبقى، ولهذا يسود ميل الطبقات قطاع الجرف. وحيثما كانت الطبقات رأسية أو أفقية أوتميل صوب اليابس، فان كتل الصخر لا تستطيع التكسر عند سطوح الفواصل وتنزلق على سطوح الانفصال الطبقى، ومن ثم فان الجروف تميل الى الوقوف فى وضع قائم أو قريب منه.

وتنشأ أشكال مهمة أيضا حينما تتركب الجروف من صخور متفاوتة الصلابة، خصوصا اذا ما ارتكزت صخور صلبة مقاومة على صخور لينة هشة. فقد يساعد ذلك على حدوث انهيارات أرضية واسعة النطاق، نتيجة لسرعة تآكل الطبقات الهشة السفلى

بفعل الامواج، وانزلاق الكتل الصخرية الصلبة وانهيارهامن فوقها. وهناك أمثلة عديدة لذلك فى سواحل جنوب انجلترا.




شكل (٨٠) تأثر انحدار الجرف باتجاه ميل الطبقات

جـ) الفعل الكيميائى في الصخور الكربونية :

هذا وينبغى أن لانهمل أثر الفعل الكيميائى فى الصخور الجيرية وغيرها من الصخور التى تقبل الاذابة أو الكربنة والتى تدخل فى تركيب الجروف والشواطئ، ووجه الصعوبة فى هذا الشأن يتمثل فى أن البحر فى كثير من جهاته يبدو مشبعا بكربونات الكالسيوم. ومع هذا فلا يمكن إنكار أثر الاذابة وخلقها لاشكال خاصة مميزة. ولهذا فقد اقترح البعض لتفسير ذلك أن المياه العذبة التى ترشح من اليابس عند منسوب البحر هى المسئولة عن إذابة مثل هذه الصخور الجيرية، وعلى الرغم من احتمال هذا التفسير الا أنه لا ينطبق على السواحل فى المناطق الجافة وشبه الجافة التى يبدو فيها أثر الاذابة واضحا أيضا، ومنها سواحل البحر الاحمر.

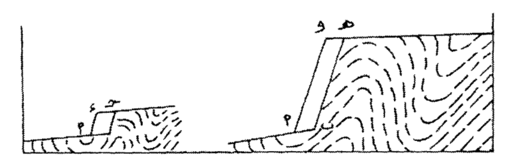
ولهذا كان من الضرورى البحث عن أسباب أخرى لتفسير عملية الاذابة الكيميائية نذكر من بينها التفاوت اليومى فيما تحويه المياه الشاطئية من ثانى اكسيد الكربون. فنظرا لأن مقدرة المياه على اذابة ثانى اكسيد الكربون تزداد بتناقص الحرارة، فان برودة مياه البحر أثناء الليل تؤدى الى زيادة حامضية المياه، وتبعا لذلك تزيد من قدرتها على اذابة الصخورالجيرية.

ويحدث الاختلاف لما تحويه المياه من ثانى اكسيد الكربون لسبب آخر، ألا وهو نشاط الكائنات البحرية النباتية. فهى تمتص هذا الغازمن ماء البحر أثناء النهار لتقوم بعملية التمثيل الخضيرى. ويؤدى نقصه فى المياه حينئذ الى ارساب جزيئات دقيقة من كربونات الكالسيوم، وهذه المواد الراسبة تزيحها الامواج أثناء حركتها. وفى الليل تخرج النباتات ثانى اكسيد الكربون الذى يؤدى الى زيادة حامضية مياه البحر، وهذه تعمل بدورها على كربنة الصخور الشاطئية بالاضافة الى ما قد تذيبه من المواد الجيرية التى تم إرسابها أثناء النهار.

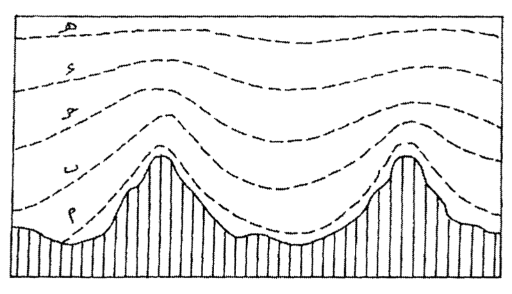
ويستطيع الفعل الكيميائى لمياه البحر أن يؤثر أيضا فى بعض المعادن التى تدخل فى تركيب صخور السواحل، ومن ثم يعمل على سرعة تفككها وتحللها. فقد وجد أن معادن الفلسبار الارثوكلاسى والهورنبلند وكذلك صخور البازلت والاوبسيديان تتحلل فى المياه المالحة بسرعة تتراوح بين ٣ - ١٤ مرة قدر سرعة تحللها فى المياه العذبة.

د) التفاوت في ارتفاع الجروف :

ولارتفاع الجروف أثره الكبير فى درجة تآكلها وتراجعها نحو اليابس، فالجروف القليلة الارتفاع تتراجع بسرعة تفوق سرعة تراجع الجروف الاكثرمنها ارتفاعا، هذااذا تساوت وتماثلت معدلات التعرية البحرية وطبيعة الجروف وتركيبها الصخرى. ذلك أنه حين تحدث التعرية البحرية قطعا معلوما فى الجرف فان كمية مواده التى تنهار على الشاطئ لابد وأن تتناسب مع ارتفاع الجرف، ففى الشكل (١٣٠) نجد أن كمية الحطام الصخرى التى تتساقط مع قطع الجرف أ ب جـ د لا بد وأن تكون أقل حجما من كمية المواد التى تنهارمن قطع الجرف أ ب هـ و (وهو الجرف المرتفع).



شكل (٨١) تأثير ارتفاع الجرف في سرعة تراجعه

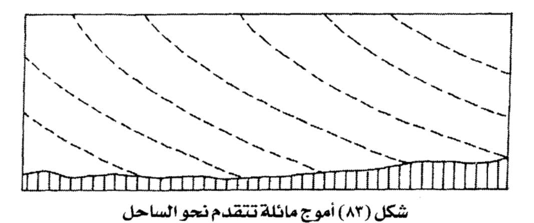


شكل (٨٢) تأثير التكسر علي الامواج المتقدمة نحو الشاطئ

ويتراكم الحطام الصخرى المنهار عند حضيض الجرف فيحميه من فعل البحر، ولكى تمارس التعرية البحرية عملها فى حضيض الجرف من جديد لا بد لها أن تفتت الحطام الصخرى الذى انهار وتحوله الى حبيبات ذات أحجام معينة تستطيع تحريكها وازاحتها من حضيض الجرف. ولا شك أنها تنجز عملها هذا فى حالة الجرف المرتفع فى زمن أطول منه فى حالة الجرف المنخفض.

هـ) توجيه الساحل:

ويبقى بعد ذلك أن نشير الى توجيه الساحل ومدى تعرضه لامواج الهدم. لاشك أن أى جرف أو رأس أرضى يواجه الاتجاه الذى تأتى منه أضخم الامواج يكون معرضا لغزوها العنيف. وينطبق هذا خصوصا على الرؤوس الارضية نتيجة لظاهرة تكسر الامواج. فأى موجة تقترب من الساحل آتية من عرض البحر تعبر أولا مياها ضحلة قبل وصولها الى الرأس، وحينما تجرى الامواج فى المياه الضحلة فان حركتها تعاق، ومن ثم تضمحل سرعتها، ويتضح هذا على الخصوص حينما يقل عمق المياه فيصبح نصف طول الموجة. وينشأ عن ذلك أيضا ازدياد فى ارتفاع الموجة.



شكل (٨٣) أموج مائلة تتقدم نحو الساحل

ففى الشكل (٨٢) نجد المياه الضحلة توثر فى الموجة تأثيرا طفيفا مسببة تعرجا هينا فى جبهتها. ويزداد تأثير المياه الضحلة شيئا فشيئا فى إعاقة الامواج د، جـ، ب، أ على التوالى مع اشتداد مستمر فى درجة تكسر الامواج. وفى النهاية نجد الموجة أ تتكسر على طرف الرأس وعلى جوانبه أيضا. ونتيجة لذلك نجد تركيزا فى التعرية البحرية على الرؤوس الارضية. ويؤدى هذا فى النهاية الى تآكلها واستقامة خط الساحل. وحتى فى الحالات التى لايواجه فيها الساحل اتجاه الامواج مباشرة، فان التكسر يجعل الامواج تنحرف وتصل الى الشاطئ أقل ميلانها وهى بعيدة عنه فى عرض البحر شكل (٨٣).

ثالثاً - التغيرات في مستوي البحر

يقصد بمنسوب البحر فى أبسط صوره المستوى العام لسطح مياهه بافتراض عدم تأثره بحركة المد والجزر أو الامواج. وقد يكون للذبذبة فى منسوب البحر بالنسبة لليابس أثرها الكبير فى شكل الساحل، نظرا لان أى ارتفاع أوهبوط فى مستوى المياه حتى ولو لبضعة ديسيمترات بالنسبة لساحل منخفض يمكن أن يسبب تغيرات عظيمة فى شكله.

وحينما يكون التغير فى المنسوب عالميا يشير الى حركة فعلية فى مستوى البحر ذاته، فان آثاره تتناول كل السواحل البحرية. وتعرف مثل هذه التغيرات بالذبذبات الإيوستاتية Eustatic.

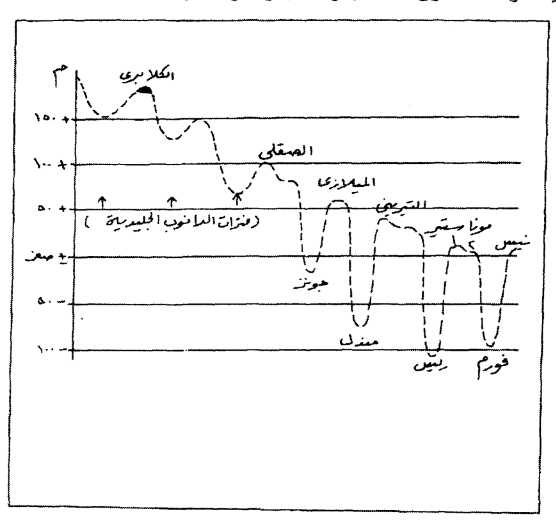
وترتبط أعظم الذبذبات الايوستاتية أهمية بالتغيرات المناخية التى حدث أثناء العصرالجليدى وبعده .ففى أثنائه انتزعت كميات هائلة من مياه البحار والمحيطات لتتراكم على اليابس فى هيئة غطاءات جليدية ضخمة. وترتب على ذلك انخفاض عالمى فى منسوب البحار تراوح فى مختلف الفترات الجليدية بين ١٠٠– ١٥٠ م. وبعد انقضاء العصر الجليدى وتحسن أحوال الماخ ذاب جليد الغطاءات الجليدية وانصرفت مياهه الى البحار فارتفع مستواها.

ويعتقد أن الغطاءات الجليدية المتبقية فوق يابس العالم ما تزال تختزن مياها كافية لرفع منسوب البحار العالمية بنحو ٧٠م ويقدرمعدل الارتفاع الايوستاتى فى مختلف بحار العالم فى وقتنا الحاضر بما يتراوح بين ١,١٢ – ١,١٨ ملم فى السنة، هذاوتحدث كثير من الذبذبات المحلية التى يقتصر تأثيرها على جهات معينة يصيبها تقوس أوميل موضعى أو هبوط انكسارى أو انخفاض أو ارتفاع أيزوستاتى.

ولقد سبق أن درست ووصفت بعض فترات طغيان مياه البحرعلى اليابس Transgression وخطوط السواحل أثناء عصر البلايوستوسين وأطلقت عليها أسماء معينة، وذلك قبل أن يعرف الباحثون طبيعتها الإيوستاتية. ولما كانت دراسة وتتبع المناسيب المرتفعة التى حدثت أثناء الفترات الدفيئة أسهل بكثير من دراسة وتتبع المناسيب المنخفضة التى حدثت أثناء الفترات الباردة، لذلك فقد ارتبطت التسميات بالفترات غير الجليدية. وغالبا ما نجد مدى ومجال انحسارات مياه البحر Regression القديمة عن اليابس أثناء الفترات الباردة غير محدد، بل وغير معروف.

ومن بين خطوط السواحل البلايوستوسينية التى اكتشفت ودرست دراسة دقيقة وأصبح أمرها مؤكدا تلك الخطوط التى اكتشفها ودرسها M. Ginoux (١٩١٣) فى سواحل جنوب ايطاليا وجزيرة صقلية. ولقد وضع لها هذا الباحث و أيضا Ch. Depéret

(١٩١٨ - ١٩٢٠) على الخصوص، تسميات أصبحت الآن تمثل الأساس العام الذى بنيت عليه الدراسات الاخرى الخاصة بسواحل البحر المتوسط كلها.



شكل (٨٤) الارصفة البحرية الناتجة عن الذبذبات الايوستاتية الجليدية في منسوب البحر الابيض المتوسط أثناء الزمن الرابع. (شكل مبسط عن P. Woldstedt وآخرين)

ففى جنوب ايطاليا نجد الرصيف الكالابرى Calabriano, Calabrien ويشمل كل الدرجات الساحلية التى تقع بين منسوب ١٠٠ متر و٢٠٠ متر فوق منسوب مياه البحر المتوسط الحالى (شكل ٨٤). ويقع الرصيف الصقلى Sicilian بتكويناته الساحلية الخاصة به بين ارتفاعى ٨٠ مترا و ١٠٠ مترا فوق مستوى مياه البحر الحالى. ويلى هذا الرصيف الميلازى ويقع ما بين ارتفاعى ٥٠ متراً و ٦٠ متراً فوق مستوى مياه البحر الحالى، وقد سمى باسم شبه جزيرة ميلازو Millazzo التى تقع عند الساحل الشمالى لجزيرة صقلية، ثم يتلو هذا الرصيف التيرانى Tyrrhenian الذى يقع عند حوالى منسوب ٣٥ الى ٤٠ مترا فوق مستوى البحر الحالى. ويمكن تتبع هنا الرصيف بوضوح حول سواحل البحر التيرانى.

وقد تباين استخدام مفهوم الرصيف التيرانى فى مختلف الابحاث. فهو يقتصر فى بعض الابحاث على الدلالة على ما يسمى «بالمنسوب الاقدم». وفى الابحاث الاخرى نجده يقسم الى درجات، فالدرجة الساحلية التى تقع على منسوب ٣٥ مترا تسمى بالرصيف التيرانى رقم (١) Tyrrhenien I وأسفل هذا الرصيف نجد درجة أخرى شديدة الوضوح على مستوى ١٥ مترا الى ١٨ مترا فوق منسوب البحر الحالى وتسمى بالرصيف التيرانى رقم (٢) Tyrrhenien II ويسمى الباحثون الفرنسيون هذا الرصيف بالرصيف الموناستيرى Monasterien نسبة الى بلدة فى تونس تسمى موناستير Monastir.

شكل (٨٥) الأرصفة البحرية الايوستاتية التي نشأت في الزمن الرابع كما يراها الباحث J. Buedel (الارتفاعات منسوبة لمستوي البحر الحالي)

ع ح = العصر الحاضر — ج-م = فترة جونز - مندل الدفيئة
ف = فترة الفورم الجليدية — ج = فترة جونز الجليدية
ر - ف = فترة ريس = فورم الدفيئة — ق - ج = فترة ما قبل جونز (دفيئة)
ر =فترة ريس الجليدية — فيل = فيل فرانش
م = فترة مندل الجليدية — م-ر = فترة مندل- ريس الدفيئة

وحينما اكتشف رصيف ساحلى آخر فيما بعد عند مستوى ٧ متر الى ٨ متر فوق مستوى البحر الحالى، بدأ الباحثون يتحدثون عن الرصيف السابق (الموناستيرى أو التيرانى رقم ٢) باسم الرصيف الموناستيرى الرئيسى أو الرصيف الموناستيرى رقم (١)، وأصبحوا يعبرون عن المستوى الاحدث اكتشافا والاقل منه ارتفاعا بتعبير الرصيف الموناستيرى رقم (٢) أو التيرانى رقم (٣) ونجد بعض الباحثين يعتبرون الرصيفين الموناستيرى الرئيسى والموناستيرى المتأخر معا موازين للرصيف التيرانى رقم(٢).

وقد أطلق على أحدث ارتفاع بلغه مستوى البحر بعد انتهاء الفترة الجليدية الأخيرة الى العصر الحالى اسم الطغيان الفلاندرى أو الطغيان «الفيرسيلى» Transgression Ver-

silienne = Flandrienne نسبة الى السهل الساحلى المسمى Bassa Versilia الذى يقع الى الشمال من بلدة «بيزا» Pisa فى ايطاليا. وقد اتضح وجود منسوب آخر لمياه البحر فى بعض المناطق الساحلية أكثر حداثة، وهو يقع أدنى من منسوب البحر الحالى بمعدل بضعة أمتار قليلة، وهو ما يسميه الباحثون بخط الساحل أو رصيف «نيس»، ويسمى أيضا رصيف تيبس Tapes. ولا شك أن هذا التطور الاحدث الذى حدث لخطوط السواحل البحرية قد تم بعد ذوبان الجليد وتراجعه نهائيا.

ولم يقتصر حدوث الذبذبات فى المستوى النسبى لمياه البحر على العصور الجيولوجية وحدها، وانما تعداها الى العصور التاريخية،بل ويمكن قياسها وملاحظتها فى وقتنا الحاضر. ففى جنوب السويد استطاع علماء مثل سيلسيوس Celcius أن يقوموا بدراسات وملاحظات دقيقة، وأن يسجلوا حدوث ذبذبات واضحة فى المنسوب النسبى للبحر، وواصل البحاث المحدثون القيام بعملهم، وقد سبقت الاشارة الى بعض من نتائج أبحاثهم فى هذا الصدد. وقد أمكن العثور على كثيرمن الشواهد البشرية الاثرية كبقايا مراكز الاستقرار فى العصور الحجرية ومخلفات يونانية ورومانية، والادلة النباتية كمخلفات الغابات الغارقة، وكلها توجد فى وقتنا الحالى أسفل مياه البحر بجوار الشواطئ التى أصابها الهبوط والإغراق. ومن الشواهد الطبيعية ما يشير الى ارتفاع المناطق الساحلية، ومنها الشواطئ المرتفعة والجروف البحرية القديمة التى تقف الان بارزة فوق مستوى البحر.

وصفوة القول أن للتغيرات فى منسوب البحر آثارها الهامة فى إظهار شواطئ وسواحل جديدة تنكشف لفعل البحر، وتتعرض لفعل الامواج التى تخلع عليها أشكالا وصورا جديدة.

مظاهر النحت البحري

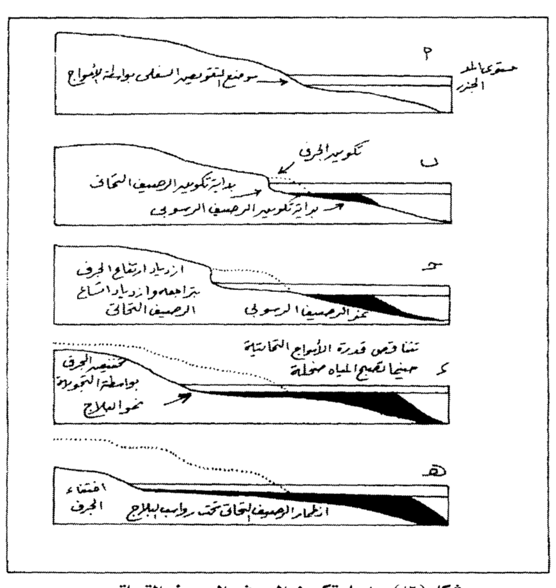
١- **الجروف** Cliffs :

وهى من الظاهرات الجيومورفولوجية الهامة التى يرتبط تكوينها بفعل البحر.وتتفاوت هذه الجروف فى تكوينها وتفاصيل أشكالها تفاوتا كبيرا. ويتوقف هذا على طبيعة الصخر ونظام بنائه وغير ذلك من الامور التى سبقت دراستها عند الكلام على طبيعة السواحل.

فالصخور الصلبة المتماسكة ومثلها الحجر الرملى الاحمر القديم والصخر الجيرى المندمج والجرانيت يتم نحتها تراجعيا ببطء شديد، ولهذا فهى تنشئ جروفا شديدة الانحدار تقف قائمة كرؤوس أرضية Headlands أما الصخور الهشة القليلة المقاومة

لتأثير البحر، فان نحتها يتم بسرعة، فتتكون بذلك الخلجان البحرية. ومع هذا فان تكوين الجروف لا يقتصر فى الواقع على الصخور الصلدة المقاومة وحدها، بل يتعداها الى الصخور الطباشيرية المشهورة بليونتها. فهى تكون جروفا شديدة الانحدار على سواحل كثير من جهات الجزر البريطانية. ومثلها الجروف الممتدة على سواحل دورسيت Dorset المطلة على بحر المانش، وجزيرة وايت Wight وساحل سسيكس Sussex وشرق كنت Kent وأجزاء من ساحل يوركشير والساحل الفرنسى على المانش.

وتبدو طبقات الصخر الطباشيرى أفقية فى بعض الجهات كما فى ساحل يوركشير وسسيكس، وفى الاخيرة يصل ارتفاعها أحيانا الى ١٥٠ م. وقد تأثر الصخر الطباشيرى فى بعض الجهات بالالتواء حتى لتبدو الطبقات شديدة الميل. ويبدو أن الضغوط الالتوائية قد عملت على إدماجه على غير العادة، فبقى متماسكا لدرجة أنه قد صمد لفعل البحر



شكل (٨٦) مراحل تكوين الجرف والرصيف التحاتي

الذى اقتطع منه أجزاء مكونا لمسلات تبدو طبقاتها الصخرية شبه قائمة. وتتراجع مثل هذه الجروف بسرعة، اذ أن عملية التقويض السفلى للامواج فى قواعد الجروف تؤدى الى تكرار تساقط الصخور المعلقة.

وتنشط عملية تساقط الصخور وانزلاقها حينما يتألف الجرف من صخور مندمجة ترتكز على صخور هشة. ففى بعض أجزاء من ساحل انجلترا الجنوبى وجزيرة وايت ترتكز الصخور الطباشيرية على رواسب صلصالية. وحينما تتساقط الامطار بغزارة يتشبع الصلصال بالمياه ويصبح لزجا، فيسبب انزلاقات فى الجروف يصل مداها على امتداد طولها الى بضعة كيلو مترات، هذا على الرغم من أن الطبقات تميل نحو اليابس.

ومن الممكن أن تنشئ التعرية البحرية فى التكوينات الصلصالية الجليدية رغم ليونتها جروفا شديدة الانحدار، وذلك بسبب سرعة التقويض السفلى الذى تمارسه الامواج. ونشاهد هذه الظاهرة فى بعض سواحل بريطانيا ومنها سواحل يوركشير. وتتراجع تلك السواحل نحو اليابس بسرعة معدلها السنوى بين ١,٨م - ٢ م. وقد قدر أنه لو أن معدل التراجع الحالى ظل مستمرا منذ العهد الرومانى حتى وقتنا الحالى، فان شريطامن اليابس الساحلى يبلغ متوسط عرضه ٤ كم قد أكله البحر تماما منذ ذلك العهد. وقد أصبحت مواقع كثير من مراكز الاستقرار القديمة مجرد أسماء فى سجلات التاريخ أو على الخرائط القديمة، فقد ابتلعه البحر ولم يعد لها وجود على اليابس البريطانى.

وتظهر الجروف البحرية فى بعض أجزاء الساحل الشمالى الغربى لمصر المعروف بساحل مريوط، خصوصا فيما بين رأس الضبعة ورأس علم الروم حيث تبرز صخور الهضبة الجيرية الميوسينية فى البحر على شكل رؤوس وجروف شديدة الانحدار تلاطم الامواج أسافلها. والى الغرب من مرسى مطروح تبتعد الهضبة عن البحر أحيانا، وتقترب منه أو تشرف عليه على شكل جروف خصوصا عند الرؤوس أحيانا أخرى ومن أجمل الجروف ما يشاهد منها عند رأس الحكمة، ورأس علم الروم، وفى منطقة عجيبة (غربى مرسى مطروح) وعند رأس السلوم.

الجروف النشطة والجروف الساكنة:

وينبغى عند دراسة الجروف الساحلية التفريق بين نمطين منها : الجروف النشيطة Activ أو الحية Live، والجروف الساكنة Inactive أو الميتة Dead.

أما الجروف النشطة فتعانى فعل الامواج عند حضيضها، أو تتراجع نحو اليابس بتأثيرعمليات التعرية كالغسل والتخديد Gullying والزحف والانزلاق، بينما تنعزل الجروف الساكنة عن البحر وفعله بواسطة الحصى البحرى المتراكم عند أسافلها وبالرمال والرواسب المستنقعية أو بواسطة الارصفة البحرية الصخرية. وتتميز الجروف الحية عادة

بأوجه مشكوفة، بينما تتحول أوجه الجروف الميتة الى منحدرات مستقيمة أو محدبة بواسطة ما يكسوها ويغطيها من رواسب مختلف أنواع التعرية. ولا شك أن هنالك صلة بين الجروف الساكنة والتغيرات التى حدثت فى مناسيب البحر أثناء عصر البلايوستوسين ومنذ انتهائه حتى وقتنا الحالى. ففى أثناء الفترة الدفيئة الاخيرة (فيما قبل فورم) كان منسوب البحر عاليا، وكانت الجروف حية نشطة عن طريق نحت الامواج أثناء تكوين الرصيف الموناستيرى. وفى أثناء فترة فورم الجليدية هبط منسوب البحر فابتعد عنها فعل الامواج، وتعرضت فى ذات الوقت لفعل عمليات التجوية والانسياب الارضى، فغطيت بغطاء سميك من الرواسب، وأصبح الغطاء الرسوبى هو المتحكم فى شكل منحدراتها.

أنواع الجروف :

يمكن تقسيم الجروف الى الانماط الاتية :

١- جروف الصلصال المتماسك ذات الاوجه الرأسية أو القريبة من الرأسية.

٢- الجروف المتأثرة بالانزلاقات الارضية. ويشيع وجودها فى التراكيب الصخرية التى تتألف من طبقات صخرية علوية مسامية منفذة، ومن أخرى سفلية صماء غيرمنفذة. ويتألف الجرف من هذا النوع من ثلاثة أجزاء : علوى نشط ينشأ عن تساقط الصخر، وسفلى مغطى بالرواسب، ثم الجزء الثالث الذى ينشأ من قطع الامواج لأطراف الجزء السفلى.

٣- الجروف الرأسية فى الصخور المتجانسة، ويصحبها منحدر ركام سفحى صغير عند أسافلها، ناشئ عن تساقط الصخور، كما يرتبط بها تكوين رصيف بحرى تحاتى. وتتمكن التعرية والتجوية احيانا من تكوين كهوف ومسلات من خلال عملها فى الفواصل التى تكتنف الصخور.

٤- جروف مدرجة، وتنشأ فى التراكيب الصخرية الافقية التى تتألف من طبقات متعاقبة من الصخورالمقاومة والصخور الضعيفة غير المقاومة للتعرية.

٥- جروف ناشئة فى صخور أفقية رملية أو جيرية، أو بازلتية أو جرانيتية تتصف بوجود أسطح انفصال طبقى كاذبة واضحة. وتكون هذه الجروف رأسية أو مدرجة حسبما يكتنفها من فواصل وأسطح انفصال طبقى، ويصحبها أحيانا تكوين المسلات والاعمدة الصخرية. وتتصف هذه الجروف عادة بالتعقيد والتسنن وعدم الانتظام، فتكثر بها المداخل والخلجان الصغيرة التى تنشأعلى امتداد الفواصل والعيوب. وأمثال هذه الجروف كثير فى جزر أوركنيز Orkneys حيث الصخور الرملية الحمراء القديمة، وفى صخور بازلت جيانتس كوسوى Giant's Causeway.

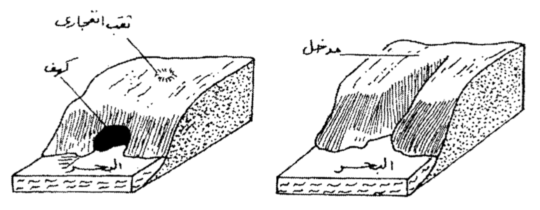
٦- جروف مشطوفة Bevelled Cliffs، وتتألف من منحدرات مكسوة بالنبات، محدبة أو مقعرة، وتنتهى عند أسافلها بجروف حديثة رأسيةمكشوفة، نتيجة لفعل الامواج على منسوب البحر الحالى. وهى فى العادة جروف ساكنة ميتة أصلا ثم بعثت وتجدد نشاطها. ولقد تتألف أمثال هذه الجروف من أربع واجهات متتابعة تتراوح زوايا انحدارها ما بين ٥ - ٥٠درجة، نشأت أثناء أربعة أدوار متعاقبة من النحت البحرى، فصلت بينها فترات تعرية قارية. ولهذا فهى «متعددة الدورة».

٧- جروف تتألف من طبقات صخرية تميل بشدة صوب البحر. وفيها يكون قطاع المنحدر محكوما بسطح انفصال طبقى واحد معلوم. وفى بعض الاحيان يكون انحدار الجرف أقل من زاوية الميل الطبقى، ومن ثم يتخذ القطاع مظهر سن المنشار.

٨- الجروف الوعرة : وتتكون فى الصخور الهشة غير المتماسكة، التى يصيبها التخدد الشديد بفعل الماء الجارى فى قنوات ونهيرات، وتكتنفها عند أسافلها مراوح رسوبية.

الكهوف والاقواس والمسلات البحرية :

وهى جميعا ظاهرات ثانوية تنشأ بفعل الامواج أثناء عمليات تكوين الجروف التى تتكون من صخور صلدة. وتتكون الكهوف على امتداد خطوط ضعف عند قواعد الجروف التى تتعرض فترة طويلة لفعل الامواج. ويبدو الكهف Cave فى هيئة نفق أسطوانى الشكل يمتد داخل الجرف متتبعا خط الضعف الصخرى، ويتناقص قطره من مدخله صوب داخليته (شكل ٨٧) . واذا حدث وكان هناك فاصل Joint فى صخر سقف الكهف يمتد من حوالى نهايته رأسيا الى سطح الجرف، فانه يتسع بمرور الزمن، ثم ينفتح الجرف مكونا لم يعرف بالثقب الانفجارى Blow hole (شكل ٨٧) .

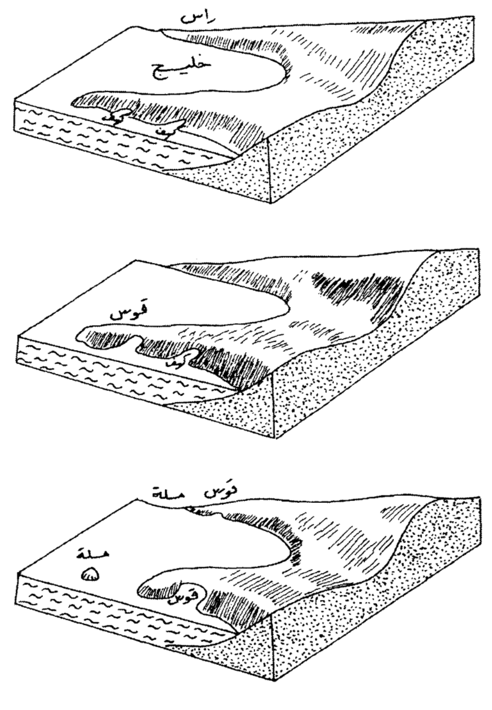


شكل (٨٧) كهف وثقب انفجاري ومدخل بحري

ويبدو أن هذا التعبير قد اشتق من عملية تكوين الثقب ذاته التى تحدث نتيجة لتتابع انضغاط الهواء المحتبس فى الكهف وخلخلته بشكل انفجارى (وهى نفس العملية التى تؤدى الى توسيع وتعميق و إطالة الكهف فى داخل الجرف) ، ثم من ظاهرة انبثاق المياه

خلاله وخروجها الى سطح الجرف مندفعة فى الجو. ويحدث انبثاق المياه خلاله بواسطة قوة ضغط الامواج حينما تدلف بعنف فى داخل الكهف أسفل قصبة الثقب.

وبمرور الزمن مع استمرار فعل الامواج يتسع الكهف ويرق سقفه فينهار، ويظهر بذلك مدخل Inlet فى الجرف طويل وضيق (شكل ٨٧) يعرف باسم جيو Geo فى جزر أوركنى Orkneys بشمال اسكتلندا. ويمكنك أن تشاهد مدخلا مماثلا فى جرف عجيبه



شكل (٨٨) أطوار تكوين الاقواس والمسلات

يعزوه بعض الجيولوجيين لعمليات انكسارية، ونرجعه الى فعل التعرية البحرية. والى الشرق منه مباشرة يبدو الجرف وقد تآكل قرب اتصاله بالبحر إذ تمتد بداخله فجوة Notch سقفها ما يزال صلدا متماسكا لكن مصيره الى الانهيار، فالفجوةتتعمق باستمرار فى داخل الجرف، اذ قد تطولها الامواج خاصة فى الشتاء.

وتنشأ الاقواس حينما يمتد اليابس فى هيئة رأس أو لسان فى البحر فتنحت الامواج فى كلا جانبيه كهوفا ما تلبث باستمرار فعل الامواج أن يتصل منها كل كهفين متقابلين، فيتكون من ذلك قوس أو قبو Arch بحرى طبيعى. وحينما ينهار سقف القوس تبقى نهاية الرأس أو اللسان فى البحر قائمة فى شكل مسلة Stack، ومآلها هى الاخرى الى الزوال. ويمكنك أن تتبع أطوارتكوين الاقواس والمسلات فى الشكل رقم (٨٨).

ومن أمثلة الاقواس البحرية القوس الذى نحرته الامواج فى صخرة (مسلة) الروشة الكبيرة الجيرية التركيب أمام ساحل بيروت (شكل ٨٩)، وأقواس شواطئ جزيرة كابرى (جنوب ساحل نابولى بايطاليا) وقوس دردل دور Durdle Door بساحل دورسيت بجنوب انجلترا وغيرها كثير. ومن أشهر مسلات ساحل مريوط ما يوجد منها فى منطقة عجيبة، وهى تتألف من صخور جيرية، ومثلها المسلتان الموجودتان أمام ساحل بيروت (إحداهما الكبيرة المشار اليها آنفا) والمعروفتان باسم «الروشة».

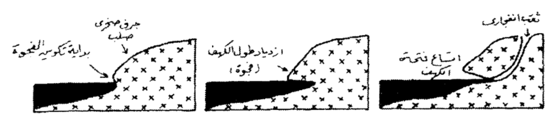
وهناك مسلات بحرية شهيرة فى شواطئ جزيرة كابرى، ويوجد الكثير منها فى شواطئ الجزر البريطانية : منها ما يتركب من صخور طباشيرية ومثلها النيدلز Needles بشواطئ جزيرة وايت، أو صخور رملية فى شواطئ جزر أوركنى، ومنها ما يتألف من صخور نارية فى غرب جزر هبريدا الخارجية.

واذا ما أردنا ان نجعل لقطاع الشاطئ دورة تعرية، فان هذه المرحلة التى تتميز بجروف غير منتظمة وشديدة الانحدار، وبسواحل تكتنفها الرؤوس والخلجان، يمكن اعتبارها مرحلة شباب Youth stage.

الرصيف البحري التحاتي Wave-cut platform :

ويرتبط تكوينه بنحت الامواج وتراجع الجروف. ويوضح الشكل (٨٦) أ، ب، جـ، د، هـ مراحل تراجع الجرف وتكوين الرصيف التحاتى، ففى الشكل رقم (٨٦ أ) ترى بداية فعل التعرية البحرية فى هامش اليابس الذى تلامسه مياه عميقة نسبيا. وفى الشكل رقم (٨٦ ب) يتكون الجرف نتيجة للنحت والتقويض السفلى، كما ينشأ الرصيف التحاتى نتيجة لتراجع الجرف نحو اليابس. أما المواد الصخرية التى نتجت عن تآكل الجرف فانها تتأرجح فى حركتها بواسطة الامواج بين دفع وسحب فيما بين علامتى المد والجزر. وفى

النهاية نجد قسما كبيرامن هذه المواد التى يسحق بعضها بعضا بواسطة الاحتكاك Attri-tion يتحرك إما صوب البحر لكى يتراكم أسفل المستوى الذى عنده يتلاشى فعل الامواج (حوالى نهاية الرصيف التحاتى تجاه البحر) مكونا لشط bank أو مصطبةرسوبية (شكل ٨٦ ب)، أو قد يدفعه تيار ساحلى أمامه حيث يرسبه فى مكان آخر.



شكل (٨٩) تكوين الفجوة والكهف والثقب الانفجاري

وتعمل المواد الصخرية أثناء تحركها جيئة وذهابا فوق الرصيف التحاتى الذى ينحدر انحدارا هينانحو ا لبحر على نحره وصقله باستمرار. ومن أشهرالارصفة البحرية التحاتية الرصيف البحرى بغرب النرويج Strandflat الذى يبلغ إتساعه أكثر من ٥٠ كم. وهوما يزال آخذا فى الاتساع نتيجة لسرعة تراجع الجروف البحرية بسبب نشاط عوامل التجوية خصوصا فعل الصقيع، بالاضافة الى أن الامواج العاتية قادرة على ازالة المواد الصخرية باستمرار، وبالتالى فان الجروف تظل مكشوفة معرضة لفعل الصقيع والامواج.

ومثال آخر لرصيف بحرى قديم فسيح نجده الى الشرق من السلوم، يظاهره جرف قديم يتمثل فى حافة الهضبة الجيرية الميوسينية وتحد نهايته الغربية من جهة البحر الجروف البحرية الحالية عند رأس السلوم. وعلى امتداد الساحل الغربى لجزيرة مالطة التى تتركب من صخور جيرية تنتمى للزمن الثالث. يمتد رصيف بحرى فسيح مستوى من صنع الامواج. وماسهل بنغازى الذى يبدو بشكل مثلث رأسه فى الشمال وقاعدته فى الجنوب (اتساعها ٥٠ كم)، إلا رصيفا بحريا تكون أثناء عصر البلايوستوسين.

وحينما ننظر الى الشكل (٨٦ ج) نرى الجرف بتراجعه قد أصبح أكثر ارتفاعا، كما أن الرصيف التحاتى قد ازداد اتساعا، ويزداد عرض المصطبة الرسوبية أيضا.

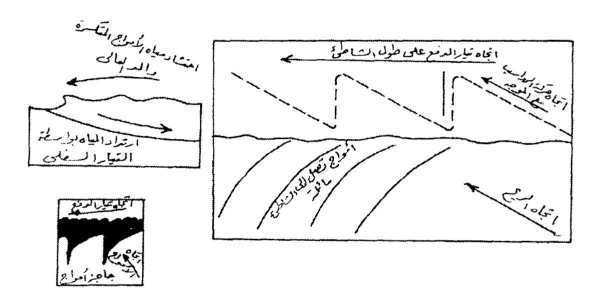
وعندما يصل الرصيف التحاتى الى اتساع معين فانه يتغطى بمياه ضحلة (شكل ٨٦ د). وتبعا لذلك يقل تأثير الامواج، فتضمحل التعرية البحرية، ثم تتوقف تماما (شكل ٨٦ هـ)، وتكون بذلك قد وصلت فى دورتها الى مرحلة النضج Stage of maturity، فيصبح قطاع الشاطئ وقد تشكل بجرف بحرى ينحدر انحدارا هينا نحو البحر، فيه ما تزال التعرية القارية تمارس فعلها، وبرصيف صخرى قد تغطيه طبقة رقيقة من الرواسب، وبمصطبة رسوبية، وتصبح لعمليات النقل والارساب أهمية متزايدة.

ومن الممكن أن نتابع الدورة الى مرحلة الشيخوخة Stage of old age فندّعي ولو من الوجهة النظرية أن الجرف سيتآكل بواسطة التعرية القارية، فيتراجع الى أن يصبح الانحدار هينا بدرجة غير ملموسة (شكل ٨٦ هـ)، ويزداد تراكم السواد فوق المصطبة الرسوبية باستمرار. ومن المحتمل أن بعض السهول التحاتية الساحلية Peneplains التى توجد الان فوق منسوب البحر قد تكون نتيجة لعمليات تعرية وتسوية بحرية واسعة المدى. دأبت فى عملها خلال العصور الجيولوجية وكان نطاق الساحل أثناءها يتعرض لهبوط تدريجى بطئ.

النقــل البحري

تتألف «حمولة» الامواج المتكسرة من الطين والرمال والحصى. وهى متعددة المصادر : فبعضها يأتى من رواسب الانهار التى تصب فى البحر، وبعضها من الانزلاقات والانهيارات على الجروف، والباقى يصدر من تحت الامواج، وتتحرك المواد على امتداد الشاطئ بفعل الامواج والتيارات البحرية الساحلية وتيارات المد والجزر.

ولا شك أن العامل الاهم فى نقل المواد هو الامواج، فهى تدفع بالرواسب نحو الساحل وتسحبها معها حين ترتد الى البحر. وحينما يكون اتجاه الامواج المتكسرة مائلا بالنسبة للساحل فان الموجة المندفعة نحوه (تعرف باسم Swash) تتحرك فوق الشاطئ مائلة، لكنها حين ترتد الى البحر (تسمى حينئذ Back wash) تعود فى اتجاه عمودى على الشاطئ كما يتضح من الشكل (٩٠). ومحصلة الحركتين هى نشوء تيار دفع على



شكل (٩٠) حركة الرواسب مع الموجة المتقدمة والمرتدة

طول الشاطئ Longshore drift يعمل على نقل الرواسب بالتدريج على امتداده كما ترى فى الشكل (٩٠).

وتتوقف حركة تيار الدفع أو تعرقل طبيعيا عندما يصطدم بلسان أرضى يبرز فى البحر، أو حينما يصل الى مياه خليج عميقة. ويمكن ايقافه اصطناعيا عن طريق بناء الحواجز والمصدات Grones الخشبية أو الخرسانية فى وضع عمودى على اتجاه تيار دفع الرواسب (شكل ٩٠).

وتعتبر التيارات السفلى من عوامل النقل البحرى الهامة. والتيار السفلى Undertow (تيار السحب) هو تيار رجعى (تعويض أو موازنة) ينشأ نتيجة لاحتشاد مياه امواج عالية فوق الشاطئ ثم ارتدادها سفليا نحو البحر، فيجرف معه الرواسب الشاطئية الى المياه العميقة. وتستطيع تيارات الجزر أن تكتسح كثيرا من المواد الى عرض البحر خاصة فى مناطق المصبات الخليجية حين يعاونها تيار النهر السريع. وعادة ما تستطيع التيارات البحرية الساحلية Currents تحريك كثير من المواد الدقيقة بموازاة الساحل أسفل مستوى الجزر، كما هى الحال على امتداد الساحل البلجيكى الهولندى، والساحل الشمالى لمصر. وينبغى ألا نهمل أثر الرياح فى نقل مواد الشاطئ. فهناك مساحات كبيرة من الشواطئ المنبسطة المفتوحة تتعرض موادها الهشة لعمليات النقل بواسطة الرياح. فحينما تهب رياح قوية تصبح رمالها فى حركة دائبة، وقد تستطيع الرياح نقل جزء من الرمال الى الداخل.

الإرساب البحري

عادة ما تجد المواد التى نحتها فعل الامواج من هوامش اليابس مستقرها الاخير فى البحر. فالسواد الخشنة تتحرك جيئة وذهابا، وقد تترسب مؤقتا فى مكان ما على الشاطئ. ولكن الامواج ما تزال تتقاذفها فتحتك ببعضها وتطحن، ويتضاءل حجمها الى حبيبات دقيقة، وفى النهاية تترسب على قاع البحر أسفل مستوى تأثير الامواج، أو تتحرك بعامل أو بآخر من عوامل النقل البحرى لتتراكم مكونة لظاهرات ارساب سيرد ذكرها بعد قليل. وبالاضافة الى المواد التى تنحتها الامواج والرواسب التى تجلبها الى البحرعمليات التعرية القارية، قد تحتوى رواسب الشواطئ أيضا على مواد مصدرها سطح الرَّف القارى المجاور لها، ففى أثناء الطقس العاصف قد تتمكن الامواج العاتية من إحداث اضطراب وخضخضة فى رواسب قاع البحر، فتصبح مصدرا لمواد تطرحها الامواج على الشاطئ.

ويصنف البحر حمولته حين الارساب كما تفعل الرياح والانهار. فحين نتجه من خط الساحل على الشاطئ نحو البحر، نصادف تتابعا فى تصنيف الرواسب يبدأ بالجلاميد

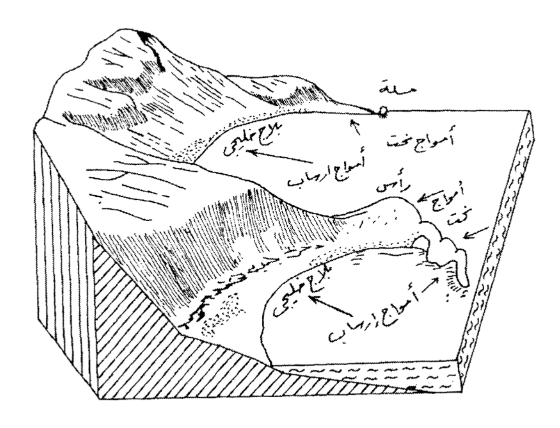
فالحصى ثم الرمال فالطين. وتختلف طبيعة المواد من الوجهة البتروجرافية حسب طبيعة صخور المنشأ وأهمها صخور الجروف البحرية. وقد تتألف رواسب بعض الشواطئ كلية من رمال جيرية صدفية (عضوية) الاصل بيضاء اللون، كرمال شاطئ مريوط، وبعض شواطئ انجلترا الجنوبية وشمال فرنسا وغربها. وقد اشتقت تلك الرمال من بقايا أصداف كائنات عضوية بحرية تعيش على القاع البحرى المجاور لتلك الشواطئ. وقد جرفتها الامواج الشديدة وألقت بها فوق الشواطئ.

مظاهر الإرساب البحري

تتشكل السواحل والشواطئ بظاهرات مورفولوجية متنوعة نتيجة للارساب البحرى أهمها ما يلى :

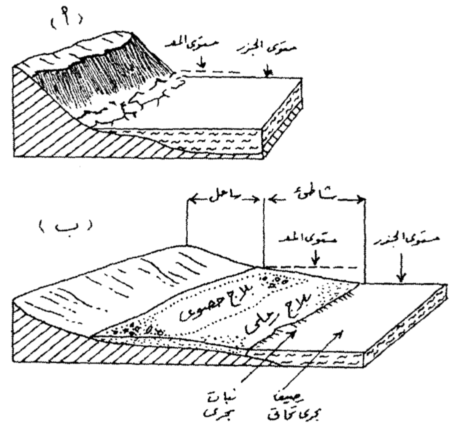
١ - البلاج Beach **وحافاته الحصوية** Beach-ridges :

يستخدم لفظ بيتش Beach أى «بلاج» للدلالة على تراكمات الحصى والرمال فيما بين أدنى حد يصله الجزر وأعلى حد تبلغه الامواج العاصفة، أى فوق أرض الشاطئ Shore. وقد ينعدم وجود «البلاج» فى السواحل المرتفعة التى يسودها النحت البحرى، أوقد تكون مجرد مجموعة غير مستقرة من الجلاميد والحصى تتقاذفها الامواج عند



شكل (٩١) تكوين البلاج الخليجي

حضيض الجروف. وقد يتكون «البلاج» فى خليج أو «جون» يحده رأسان أرضيان. فبينما تنحت الامواج فى أطراف الرأسين، فانها ترسب عند هوامش الخليج الداخلية المجاورة للجرف الرئيسى (شكل ٩١). ومثاله فى محيطنا المحلى بلاج خليج ستانلى الذى ينحصر بين رأسين تشرفان على البحر بجروف صخرية، و «خليج» مصطفى كامل فيما بين رأس ستانلى الغربية ورأس كليوباترة، وفيه بلاج أندية المعلمين والبوليس والجيش. وشبيه بهما «خليج» المنتزة فيما بين رأس فندق فلسطين ورأس الكوبرى الذى يفصل بين المنتزة والمعمورة، ثم بلاج المعمورة ذاته فيما بين الرأس الأخير ورأس غريشة (بلاجات الاسكندرية) وتتآكل الرؤوس بالتدريج اذا تركت لفعل الامواج دون أن يتدخل الانسان لحمايتها وتقويتها، بينما ينمو البلاج صوب البحر فيستقيم خط الساحل فى النهاية.



شكل (٩٢أ، ب) يوضح ضيق البلاج في السواحل المرتفعة (أ) واتساعه في السواحل المنخفضة (ب)

ويضيق عرض البلاج فى السواحل المرتفعة (شكل ٩٢ أ) نظرا لعمق المياه بجوار هامش اليابس، بينما تتميز السواحل المنخفضة بامكانية تكوين بلاج عريض فيما بين علامتى المد والجزر (شكل ٩٢ ب) والبلاج المثالى هو الذى يتميز بقطاع هين التقعر، تظاهر الكثبان الرملية جانبه المواجه لليابس، يليها شريط من الحصى، ثم شريط من

الرمال ينتهى (عند علامة الجزر تقريبا) ببداية الرصيف التحاتى و هامشه الذى تغطيه عادة نباتات بحرية (شكل ٩١).

وقد تمتد على البلاجات، خصوصا منها البلاج الحصوى، حافات حصوية مستطيلة Fulls موازية لخط الساحل يبلغ ارتفاعها ديسمترات قليلة وكذلك العرض، تفصلها عن بعضها وهاد Lows or Swales طويلة ضحلة. ويبدو أنها قد تكونت بالعمل الارسابى لامواج بناءة تصل الى الساحل.

٢- الحواجز والألسنة الإرسابية:

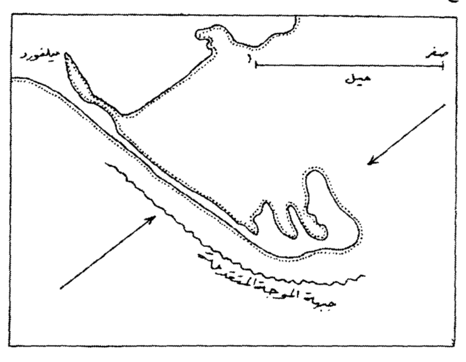
تتنوع الظواهر الجيومورفولوجية للسواحل عن طريق تكوين ونمو الحواجز والالسنة الرملية أو الحصوية. وهى تنشأ عند النقطة التى يتغير عندها اتجاه خطوط السواحل تغيرا فجائيا أوأمام المصبات النهرية الخليجية، أو عبر مداخل الخلجان، أو فيما بين هوامش اليابس والجزر المجاورة لها، أو قد تتكون بعيدا عن الشواطئ وموازية لها. وتتمثل الشروط الرئيسية التى ينبغى توافرها لنشوئها ونموها فى وجود تيارات دفع على امتداد الشاطئ، بالإضافة الى وجود ساحل مسنن غير منتظم يعمل البحر على تنظيمه واستقامته عن طريق بناء تلك «الجسور» أو الخطوط الرسوبية.

واللسان Spit عبارة عن«جسر» أو حافة رملية أو حصوية منخفضة السطح وضيقة نوعا، تتصل باليابس عند طرف منها، وينتهى طرفها الآخر فى المياه العميقة. فبعدما يبدأ اللسان فى التكوين، وحالما يتكون جزء منه ويمتد فى البحر، يبدأ الدفع فى نقل الرواسب على طوله، ومن ثم يؤدى الى ازدياد نموه باستمرار تجاه البحر الى أن يصل الى مياه عميقة فيتوقف نموه، نظرا لظهور الامواج الهدامة (أمواج النحت).

وهناك نمطان رئيسيان من الالسنة: الاول يبرز من الساحل صوب البحر صانعا مع امتداد الساحل زاوية كبيرة (شكل ٩٣) والثانى يمتد موازيا تقريبا لامتداد الساحل. ويشمل هذا النمط الالسنة التى تمتد عبر المصبات النهرية (شكل ٩٤)، والالسنة التى تمتد عبرالخلجان البحرية (شكل ٩٥) .و من أمثلة النمط الاول لسان هرست كاسيل Hurst Castle فى ساحل هامبشير Hampshire قبالة جزيرة وايت. وهو لسان حصوى طويل ينتهى طرفه فى البحر منحنيا، وتتصل به ثلاث بروزات حصوية مقوسة (شكل ٩٣).

وقد تنشأ نتيجة لتيار دفع يجرى مع اتجاه الامواج التى تحركها رياح جنوبية غربية سائدة. وتبعا لذلك تراكمت الرواسب بانية لهذا اللسان الذى يواجه الامواج. ويبدأ من رأس أرضى (رأس ميل فورد Milford) ويمتد صوب البحر. ومعروف أن اتجاه الالسنة يتعامد فى العادة على اتجاه الامواج السائدة، وهذا ما يتمثل بصورة واضحة فى لسان

هرست كاسيل، ويعزى انحناء طرفه البحرى نحو الشمال الغربى الى فعل الامواج التى تثيرها رياح شمالية تعززها مياه تيار نهر سولينت Solent.

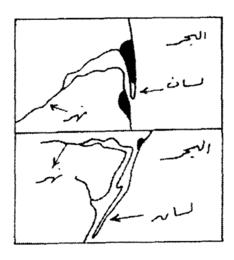


شكل (٩٣) لسان هرست كاسيل

وقد يتكون اللسان كما أسلفنا عبر مصب نهرى، ويمتد موازيا لامتداد الساحل فى اتجاه تيارات الدفع (شكل ٩٤) ومثاله لسان أورفورد Orford أمام مصب نهر Ald ونهى بتلى Butley، فى ساحل سفولك Suffolk البريطانى على بحر الشمال. واللسان الممتد فى اتجاه شمالى جنوبى (يعرف باسم Cap forret)أمام نهر لير Leyre فى ساحل لاند Landes بغرب فرنسا على خليج بسكاى. ويشيع تكوين الالسنة أمام سواحل الدالات البحرية. واذا نظرناالى دلتا النيل سنرى ألسنة رسوبية تكتنف ساحلها الشمالى، وتحدد معالم بحيراتها (المنزلة والبرليس وادكو) من جهة البحر.

وتنشأ الالسنة عبر مداخل الخلجان أيضا (شكل ٩٥) ومثلها اللسانان الشهيران اللذان يبرزان عند طرفى شبه جزيرة كيب كود (ولاية ماساتشوستس) أحدهما يتجه شمالا عبرمدخل خليج كيب كود ثم ينحنى طرفه جنوبا فى هيئة خطاف يعرف باسم لونج بوينت Long Point أما اللسان الثانى فيتجه جنوبا عبر مدخل خليج بليزانت Pleasant وينحنى هو الاخرعند طرفه الجنوبى مكونا لخطاف يعرف باسم Monomoy Point. ومثل آخر لألسنة مداخل الخلجان نجده فى خليج دنجل Dingle بجنوب غرب أيرلاندا حيث يمتد من طرفى الخليج لسانان رسوبيان. وتكثر الالسنة فى سواحل الرياس

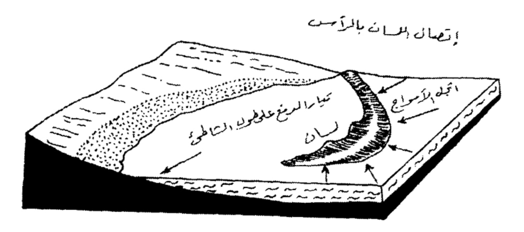
Rias حيث يتداخل البحر فى اليابس فى شكل خلجان طويلة متعرجة قمعية الشكل قد تنتهى اليها الانهار.



شكل (٩٤) ألسنة عبر المصبات النهرية

والحواجز Bars لا تختلف كثيرا عن الالسنة، ويشيع منها وجود النمط الذى يمتد عبر مداخل الخلجان (حاجز خليجى bay bar). وهو يبدأ كلسان ينمو من أحد الرأسين اللذين يشكلان الخليج. لكنه يستمر فى النمو والامتداد عبر الخليج الى الرأس الآخر المقابل، أو قد يتكون من التقاء لسانين ينموان فى كلا الرأسين. وعادة ما تقطع استمرار اتصاله فتحة أو أكثر تشقها الامواج وتيارات المد والجزر. وقد تتركب الحواجز من الحصى كما هو الحال فى حاجز لو Loe فى جنوب كورنوول الذى يبلغ طوله زهاء ٥٠٠ م وعرضه نحو ١٠ م، أو تتكون من الرمل كحواجز سواحل البحر البلطى الجنوبية حيث يسمى الحاجز نيرونج Nehrung (شكل ٩٦). وعادة ماتنتشر اللاجونات والمستنقعات بين الحاجز واليابس المجاور.

وهناك من الحواجز ما ينشأ عن امتداد ألسنة اليابس ووصولها الى الجزر المجاورة. ونتيجة لذلك ترتبط الجزر باليابس عن طريق حواجز تسمى تومبولو Tombolos. وتتمثل الظروف الجيومورفولوجية المثالية لتكوين التومبولو فى وجود منطقة كثبان جليدية (دراملين) غارقة تكثر بها الجزر، وفى توفر معين من الرواسب تنقلها الامواج وترسبها فى شكل حافات تربط الكثبان بعضها ببعض، ومن أمثلة التومبولوات التى تصل جزئيا بين كثبان جليدية غارقة وبين اليابس المجاور ما يوجد منها فى ساحل نوفاسكوشيا بالقرب من هاليفاكس (شرق كندا)، ومثال آخر يتمثل فى حاجز تشيسيل بيتش Chesil

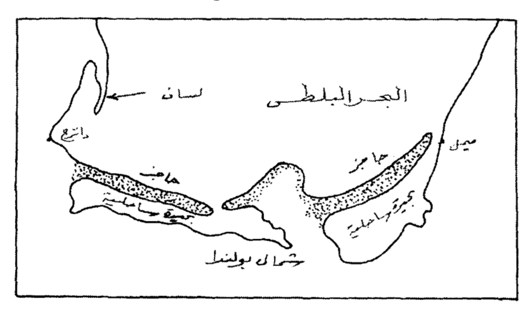


شكل (٩٥) لسان عبر مدخل خليج

Beach على ساحل دورسيت (جنوب انجلترا) الذى يبلغ طوله زهاء ٣٠ كم، ويربط اليابس بجزيرة بورتلاند، ويحصرلاجونا طويلة تسمى فليت Fleet، ويبلغ ارتفاعه نحو ١٢م فوق منسوب المد، وعرضه حوالى ١٠٠م قرب الجزيرة (شكل ٩٧).

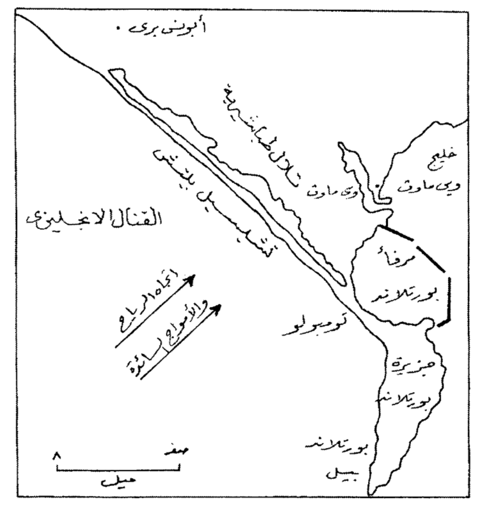
ومثال ثالث تجده فى ساحل غربى ايطاليا على البحر التيرانى قبالة المنطقة فيما بين ليجهورن وروما. فقد ارتبطت جزيرة Monte Argentario الصخرية باليابس الايطالى عن طريق اثنين من حواجز التومبولو يحصران بينهما بحيرة ساحلية يخترقها خط حديدى يصل الجزيرة بالساحل الايطالى (شكل ٩٨).

وهناك نوع من الحواجز ينشأ منفردا مستقلا بعيدا عن الشاطئ. ولا يتكون الحاجز البعيد عن الشاطئ Off Shore-Bar الا اذا كان هذا الشاطئ ينحدر انحدارا هينا جدا فوق مسافة كبيرة تجاه البحر، حيث يمكن للامواج أن تتكسر بعيدا عنه، كما هى الحال



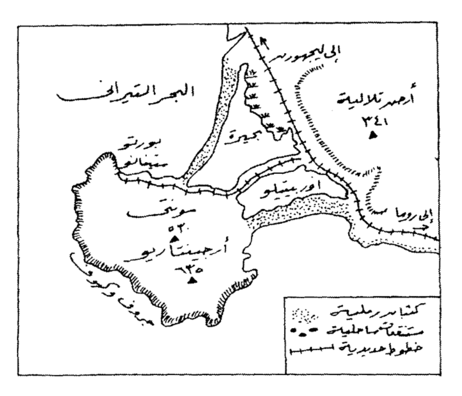
شكل (٩٦) الحواجز الخليجية بساحل بولندا

فى الجزء الجنوبى من ساحل امريكا الشمالية على المحيط الاطلسى. فهنا نجد أمثال هذه الحواجز التى تتركب من رمال وحصى وتبرز فوق مستوى مياه المد وتقع على بعد كيلومترات قليلة من الشاطئ (شكل ٩٩).



شكل (٩٧) تشيسيل بيتش

والمرحلة الاولى فى عملية تكوينه تبدأ بعمليات حفر تقوم بها الامواج المتكسرة بعيدا عن الشاطئ فى قاع البحر (شكل ١٠٠ أ). وقد تجلب تيارات الدفع كميات من الرواسب تتراكم هى الاخرى على امتداد خط تكسر الامواج (ومن هناجاءت التسمية «حاجز نقطة أو خط التكسر» break - point - bar) وفى المرحلة الثانية يتسع الحاجز وينمو صعدا الى أن يظهر فوق منسوب مياه البحر،ويحصر بينه وبين الشاطئ بحيرة ساحلية (لاجون Lagoon) (شكل ١٠٠ ب) وما تلبث البحيرة أن تعمرها النباتات المستنقعية، وتمتلئ تدريجيا بخليط من الرواسب والمواد العضوية، ويتزحزح الحاجز فى نفس الوقت نحو الشاطئ.



شكل (٩٨) تومبولو علي الساحل الغربي لايطاليا

وذلك لأن الامواج تنحت فى جانبه المواجه للبحر، وتلقى المواد المنحوتة عبره عند هبوب العواصف واشتداد الامواج، الى جانبه المواجه للساحل.

وقد تقدمت الحواجز فى جنوب الساحل الامريكى كثيرا صوب اليابس، وامتلأت البحيرات الساحلية المحصورة بينها وبين الساحل بالرواسب مكونة لبلاجات رملية فسيحة ومنها بلاج بالم Palm وبلاج ميامى Miami فى فلوريدا.

الكثبان الرملية :

يشيع وجود الكثبان الرملية فى المناطق الساحلية التى تتميز بانكشاف مساحات كبيرة من الرمال عند حدوث الجزر، فسرعان ماتجف تلك الرمال بواسطة الاشعاع الشمسى والرياح، وتذريها الرياح السائدة وتلقى بهاعلى امتداد الساحل بعيدا عن متناول الامواج. ويتأثر تكوين الكثبان وتوجيهها بالرياح السائدة التى تكون شمالية بالنسبة لسواحل مصر الشمالية ولسواحل شمال افريقيا بصفة عامة، وقد تكون غربية أو جنوبية غربية بالنسبة لسواحل بريطانيا وبعض سواحل شمال أوربا.

ويلزم لتراكم الرمال وتكوين الكثبان الرملية الساحلية توافر بيئات معلومة تتمثل فى بلاجات تكتنف خلجانا رملية، وفى ألسنة وحواجز رملية، وفى مناطق المناقع القريبة من السواحل، وفى حمى الجروف البحرية الساكنة. وتلعب أنواع معلومة من النبات دورا مهما

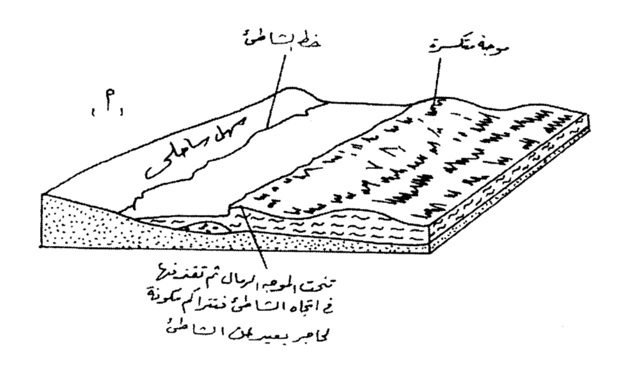


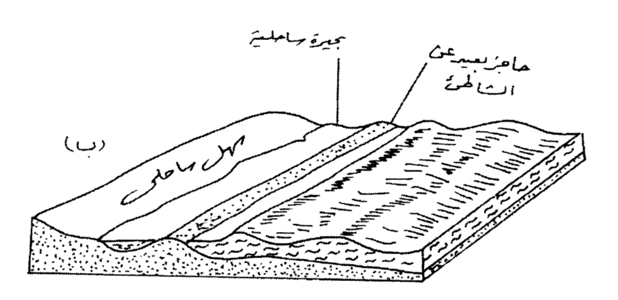
شكل (٩٩) جزء من ساحل أمريكا الشمالية علي المحيط الاطلسي. يلاحظ أن الحواجز مقطوعة الصلة باليابس، ومن هنا جاءت تسميتها بالجزر الحاجزية Barrier islands وتحصر بينها وبين اليابس مياها ضحلة تعرف بالساوند Sound. لاحظ ان رأس هاتيراس تتكون من اتصال حاجزين، وان الحواجز الجنوبية قد تقدمت وأصبحت قريبة من الساحل.

فى تثبيت الكثبان الرملية وفى نموها، وبدونها تتعرض رمال الكثبان للسفى، وبالتالى قد لا نرى سوى مسطحات رملية لا شكل لها. وللنبات النامى فى رمال الكثبان وظيفتان، إحداهما تثبيت رمال الكثيب عن طريق جذورها المتشعبة الضاربة فيها، والثانية استقبال رمال جديدة والامساك بها، ومن ثم تنمو الكثبان رأسيا وأفقيا وتتلاحم مكونة لسلاسل متصلة تظاهر الساحل.

وتتباين أشكال الكثبان الرملية الساحلية تباينا كبيرا، وعادة تتخذ أشكالا عشوائية، لكنها تتشكل أحيانا فى هيئة قطع مكافئ، ويكون جانبها المواجه للرياح هو المقعر أى عكس الحال بالنسبة للكثبان الهلالية (البرخان) الصحراوية. ولقد يرجع ذلك الى ثبات الاجزاء السفلى من الكثبان بواسطة النبات الكثيف، بينما تكون أجزاؤها الوسطى العالية أقل كثافة فى نباتها فتتعرض رمالها للهجرة صوب اليابس.

وتتميز كثير من الكثبان الساحلية بظاهرة «الثقوب» أو الثغرات Blow-Outs. وهى





شكل (١٠٠ أ، ب) تكوين الحواجز البعيدة عن الشاطئ

تجاويف أو دهاليز تخترق خط الكثبان الرملية حينما ينكسر غطاء النبات بواسطة غزو الامواج لجبهة الكثيب، فتتعرى وتنكشف الرمال المفككة التى ما تلبث الرياح أن تذروها،

فينشأ تجويف كبير أو دهليز خلال الكثيب. ونتيجة لذلك قد تتكون كثبان جديدة بداخل خط الكثبان القديم، وتبعا لذلك يتقدم نطاق الكثبان نحو اليابس. فاذا ما كان مصدر الرمال الشاطئية وفيرا فإن خطا جديد من الكثبان الساحلية يتكون على الجانب المواجه للبحر. وبهذه الطريقة تنشأخطوط من الكثبان الرملية المتوازية وتشاهد أمثال هذه الخطوط الكثيبية المتوازية على امتداد سواحد خليج سيرت الليبية فى نطاق عرضه يزيد على عشرين كيلو مترا من خط الساحل نحو الداخل.

تصنيف السواحل

تتأثر أنواع السواحل الناشئة من تغيرات منسوب البحر بعاملين رئيسيين هما : طبيعة الحركة التى تسبب الإغراق Submergence أو الارتفاع والظهور Emergence، ثم طبيعة الساحل الاصلية فيما اذا كان فى السابق أرضا مرتفعة أو يابسا منخفضا. والسواحل الناشئة عن الإغراق بسبب الطغيان والغمر المحيطى Oceanic Trans-gression هى السواحل الاكثر انتشارا فى وقتنا الحاضر، وذلك بسبب الارتفاع العام الذى أصاب منسوب البحار العالمية فى فترة ما بعد الجليد حتى وقتنا الحالى.

وهناك من السواحل ما عانى من عمليات الارتفاع والانخفاض سواء من جانب اليابس أو من جانب البحر عدة مرات، وانطبعت فيها ظواهر متعددة، بحيث لا يستبين فيها نموذج واضح لأى من النمطين السالفى الذكر (السواحل الغائصة والسواحل الظاهرة)، ومثلها يعرف بالسواحل المركبة Compound Coasts . فحينما انصهر جليد الغطاءات الجليدية البلايوستوسينية، وأخذت مياهه طريقها الى البحر، تغير منسوبه بالارتفاع، لكن قد نتج عن الانصهار انزياح ثقل وضغط عظيمين عن اليابس، فأخذ بالارتفاع أيزوستاتيا. وبسبب تداخل عمليات التغير هذه أيزوستاتيا وإيوستاتيا تعقدت النتائج الخاصة بتشكيل السواحل وأنماطها.

ويبقى بعد ذلك نمط السواحل المحايدة Neutral Coasts، التى لا تتصل نشأتها بفعل الذبذبات الايوستاتية (المائية)، وانما نشأت عند هوامش أرض جديدة ظهرت بفعل الارساب، ومثلها : سواحل الدالات النهرية، وسواحل مسطحات الطين والمستنقعات، والسواحل المرجانية.

وفيما يلى دراسة لكل نمط من الأنماط السالفة الذكر.

أولاً : السواحل الغارقة

(Submerged Coasts)

يمكن تقسيم السواحل الغارقة الى مجموعتين بحسب طبيعتها وحالتها الاولى قبل أن

يصيبها الإغراق. فهنالك مجموعة سواحل مرتفعة حل بها الاغراق،و مجموعة ثانية كانت منخفضة حين غمرتها مياه البحر. ولكل من الصنفين ظواهره الخاصة به

أ) السواحل المرتفعة التي أصابها الاغراق :

حينما يطغى البحر على هامش أرض مرتفعة مضرسة غير منتظمة، فإنه ينشأ عن ذلك خط ساحل مسنن كثير التعرج، وتكتنفه الجزر وأشباه الجزر، التى تبقى شاخصة ممثلة للاراضى المرتفعة السابقة للغمر.

وأهم أنواع السواحل التى تدخل ضمن هذه المجموعة ما يلى :

١- ساحل الرياس Rias.

٢-ساحل الفيودات Fiord، وفيه تمتد المرتفعات والاودية متقاطعة (عرضية) مع خط الساحل.

٣- الساحل الدالماشى أو الطولى Dalmatian of Longitudinal، وفيه تكون الجبال ممتدة بطول وموازاة خط الساحل.

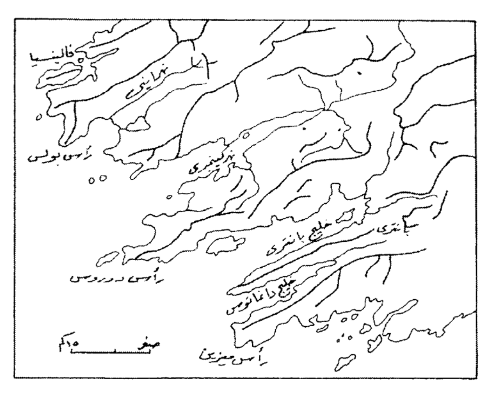
وفيما يلى دراسة خاصة مختصرة لكل نوع منها.

١- سواحل الريا :

ينشأ ساحل الريا Ria Coastline حينما يصيب التغريق مساحة من اليابس مرتفعة مطلة على البحر أوالمحيط، حيث تلتقى التلال ومصبات أدانى الاودية النهرية مع خط الساحل بزوايا قائمة. والرياس تبدو بشكل خلجان أو مداخل بحرية ذات شكل قمعى، وهى تتناقص فى الاتساع والعمق كلما توغلت فى داخل اليابس. وينتهى اليها ويصب فى كل ريا منها نهر، وكل ريا فى الواقع يمثل الجزء الادنى السالف من النهر قبل حدوث التغريق.

ولهذا النمط من السواحل أمثلة عديدة، نذكر من بينها الساحل الأسبانى الممتد الى الجنوب من رأس فينيستير Cape Finisterre فى شمال غرب أسبانيا، ويدعى ساحل ريا، وهو الاسم الذى انسحب على كل السواحل المماثلة فى خصائصها فى العالم كظاهرة جيومورفولوجية. وأمثلة أخرى لسواحل الرياس نجدها فى غرب أيرلندا، وعلى طول الساحل الغربى لبريتانى Brittany فى شمال غرب فرنسا. وفى كل حالة من الامثلة السابقة تشيرخطوط الاعماق البحرية المتساوية لخلجان الريا إشارة واضحة لخصائص الوادى النهرى السالف الذى كان يمتد من صوب البحر قبل أن يصيبه التغريق.

وهناك نمط فرعى من خلجان الريا أو المصبات النهرية الغارقة، نجده على امتداد الساحل الجنوبى لكرنوول Cornwal وديفون Devon بانجلترا، وأيضا فى ساحل جنوب



شكل (١٠١) ساحل Rias في جنوب غرب أيرلندا. الخطوط السوداء الثقيلة توضح الامتداد التقريبي للحافات الرئيسية، ومعظمها ينتهي في البحر برؤوس أرضية Pro-montries.

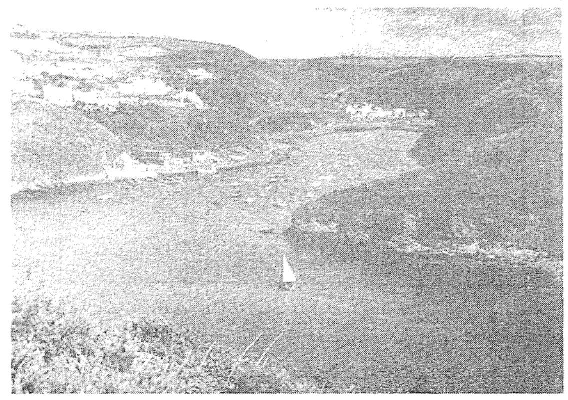
بيمبروك شير Pembrokeshire (بريطانيا)، قد تشكل نتيجة لتغريق هوامش هضاب منخفضة متقطعة. وأكبر خليجين قمعيين من نمط الريا هذا فى شبه الجزيرة الجنوبية الغربية South-West Peninsula هما : ريا تامار Tamar (مصب نهرى خليجى)، وعند نهايته تقع بلايماوث Plymouth وترسانات للاسطول الانجليزى. والريا الثانى : يسمى فال Fal، ويتألف مخرجه الى البحر من شريط مائى (يسمى Carrick Roads) محمى تبلغ مساحته نحو ٢٦ كيلو مترا مربعاً، وعمقه يزيد على عشرين مترا، وتطل عليه ميناء فال موث Falmouth، التى كانت فيما مضى من بين أهم الموانى البريطانية، وهى الآن ما تزال مركزا مهما لاصلاح السفن.

٢- سواحل الفيوردات :

يوجد هذا النمط من الساحل فى جهات متعددة من سواحل الكتل القارية، ويشتهر بالسواحل الفيوردية Fjord Ceastlines غرب اسكتلندا، وغرب وجنوب النرويج، وجزيرة جرينلندا، ولبرادور، وولاية كولومبيا البريطانية فى غرب كندا، وشبه جزيرة ألاسكا فى شمال غرب أمريكا الشمالية، وجنوب شيلى، ونيوزيلندا.

ولقد كانت الفيوردات فى الاصل أودية جليدية عميقة أصابها التغريق بعد انتهاء الجليد البلايوستوسينى، وتبعا لذلك فان الفيودات بأشكالها الحالية لها كثير من خصائص

الاودية الجليدية، فعلى سبيل المثال نرى قطاعها العرضى يبدو بهيئة الحرف الإفرنجى U، فهى عميقة شديدة انحدار الجوانب، وينتهى اليها عدد عديد من الاودية المعلقة، وهى الروافد الجليدية السابقة.

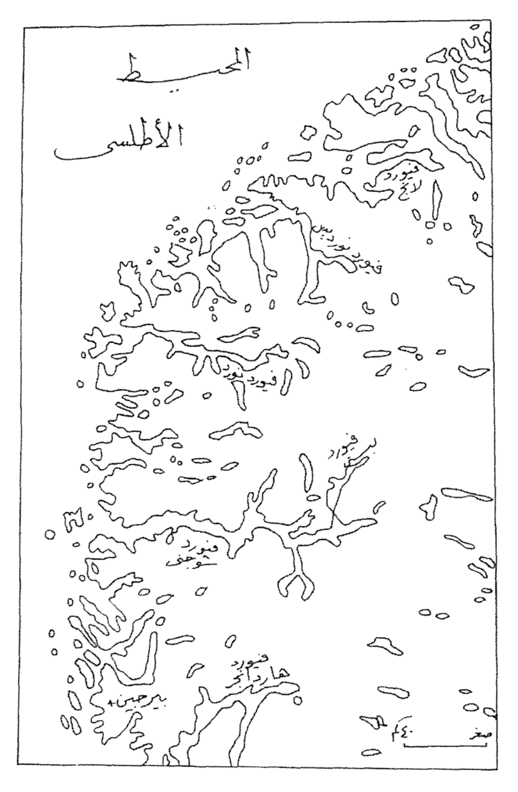


شكل (١٠٢) ساحل كورنول Cornwall **قرب فوي** Fowey**، انجلترا الجزء الادني من وادي نهر فوي** Fowey**، أصابه التغريق أثناء ارتفاع لمنسوب البحر، مكونا لمصب ريا** Ria-estuary.

وتتميز الفيوردات النرويجية بشدة العمق، وشدة انحدار الجوانب. وهى تنفرد بهذه الصفة عن غيرها من فيوردات اسكتلندا مثلا. فالجانب الشمالى لفيورد سوجنى Sogne Fjord ينحدر بزاوية مقدارهايتراوح بين ٢٨° – ٣٤° من هضبة يوستيد السبر Joste-dalsbre الواقعة على ارتفاع ١٥٠٠ متر الى عمق ٩٠٠ متر دون منسوب البحر. وله «روافد» ذات جوانب أشد انحدارا منها الرافد المسمى نيرو Naero Fjord الذى يتصف بمنحدرات تزيد درجات انحدارها على ٥٠° بصفةمستمرة.

وتبدو فيوردات النرويج طويلة وضيقة، ومحدودة بخطوط مستقيمة، وتتصل بها روافد أو فروع بزوايا قائمة وشبه قائمة. ويبلغ طول السوجنى فيورد Sogne Fjord نحو ١٦٠ كيلو مترا، وعرضه لا يزيد على خمسة كيلو مترات الا نادرا، وهو ينتهى عند مدينة بيرجين الشهيرة على الساحل النرويجى. ويقل عن ذلك طولا فيورد آخر له شهرة خاصة

هو فيورد تروندهايم Trondheim ، الذى ينتهى قرب ميناء تحمل نفس الإسم وطوله ١٢٠كيلو مترا. أما فيورد هارد أنجر Hardanger فيبلغ طوله ١١٢ كليو مترا، وله رافد أو فرع طويل يسمى سور So'r Fjord، طوله ٣٧ كيلو مترا.



شكل (١٠٣) ساحل غرب النرويج ،نموذج لساحل الفيوردات

وعادة يوجد بالقرب من مخرج كل فيورد الى البحر، حاجز أو عتبة صخرية صلدة، يغطيها فى بعض الاحايين غطاء من الرواسب الجليدية الاصل، ولقد يمثل هذا الغطاء الرسوبى ركاما جليديا نهائيا ، وتتميز بوجود هذه العتبة كل فيوردات السواحل النرويجية، وهى تستقر على أعماق تتراوح بين ٤٥ – ٦٠ مترا تحت مستوى مياه البحر. وواضح أن العتبات أكثر ضحولة من داخلية الفيوردات التى تصل أعماقها الى ١٥٠٠ متر، بل لقد قيست أعماق وصلت الى ٢٠٠٠ متر فى فيورد سوجنى. ويتصل هذا العمق ويستمر على امتداد القيعان الفيوردية حتى رؤوسها (تجاه اليابس).

وتسمى الفيوردات فى السواحل الاسكتلندية باسم Lochs وهى أشكال مثيلة للفيوردات لكن أبسط وأقل تعقيدا من فيوردات النرويج، ومنحدراتها سهلة هينة نسبيا. وهى تتميزكغيرها بالعمق الواضح، وبوجود العتبات الصخرية عند نهاياتها فى البحر. مثال ذلك لوش(فيورد) ليفين Loch Leven، الذى ينفتح الى فيورد لينه Loch Linnh ومن ثم الى البحر، فوق عتبة صخرية تظهر أحيانا فق صفحة مياه البحرعندما يبلغ الجزرأدناه .وعند مصب فيورد اتيف Loch Etive تتواجد عتبة صخرية مماثلة.

وقد طال النقاش حول كيفية تشكيل السواحل الفيوردية، ونشأة الفيوردات. وقد تبين من مختلف الدراسات أن بعض الفيوردات يتمشى مع خطوط انكسارية، وبعضا اخر يحتل بالفعل أودية أخدودية. كما أن قسما من الفيوردات يتبع خطوط ضعف جيولوجية كنطاقات تماس بين تراكيب صخرية غيرمتماثلة، ومتفاوتة الصلابة، وقسما آخر يمتد بطول تكوينات صخرية ضعيفة قليلة المقاومة. مثال ذلك فيورد هاردانجر Hardanger، الذى يمتد بطول ثنية مقعرة تتركب من صخور شيست، وتنحصر بين كتلتين من الصخرالبللورى الصلب.

ومهما يكن سبب النشأة الأولى، فان تلك الخطوط الضعيفة، التى تتصف بأقل مقاومة، قد مكنت للانهار المائية قبل أن يحدث التجليد ويتراكم الجليد أثناء العصر الجليدى، أن تشق لنفسها أودية فى الاراضى المرتفعة. وفى أثناء العصر الجليدى البلايوستوسينى، تراكم الجليد فوق هذه الاراضى المرتفعة، مكونا لغطاءات جليدية سميكةوفسيحة .ومنها كانت تتحرك ألسنة جليدية ضخمة هى الثلاجات التى لا شك اتخذت من الاودية النهرية السابقة المشاراليها مسارات لها، وشكلها الجليد بفعله، وخلع عليهاظواهره المميزة. وبعد انقضاء العصر الجليدى، وانصهار الجليد الذ ى انتهت مياهه الى البحر، فارتفع منسوبه، حدث التغريق، وامتلأت الاودية بمياه البحر، وأضحت ألسنة منه أو أذرعا له.

ويلازم السواحل الفيوردية ويوازيها فى الاغلب الاعم سلسلة متصلة الحلقات من

الجزر التلالية المنخفضة، وهى فى أغلب الظن تمثل الاجزاء المرتفعة من رصيف بحرى Strandflat أصابه التغريق. وعادة ما نجدهامغطاة برواسب ركامية. وتبدوهذه الظاهرة أشد ما تكون وضوحا أمام ساحل النرويج وبموازاته، حيث تعرف الجزر باسم سكيريس Skerries. وبينها وبين خط الساحل ينحصر شريط مائي هادئ المياه، إذ تحميه سلاسل الجزر من عواصف المحيط وأنوائه. وفيه تجرى السفن آمنة تجوب الساحل النرويجى من الجنوب الى أقصى الشمال. وقد شجع هذا الشريط المائى المحمى، بالاضافة الى الفيوردات، وهى الخلجان الطويلة العميقة المحمية أيضا، سكان النرويج على الاتجاه نحو البحر وركوبه. فمنذ أكثر من عشرة قرون، كان رجال الفايكنج Vikings (رجال الفكس Viks، أى رجال الخلجان أو الفيوردات) سادة بحار غربى أوربا، وكان مجرد ظهورهم بجوار السواحل الاوربية ينشر الرعب فى قلوب السكان. وما يزال البحر عصب الحياة لسكان النرويج، فالقطر من أوائل أقطارالعالم فى صيد السمك وصيد الحيتان وفى التجارة عبر البحار.

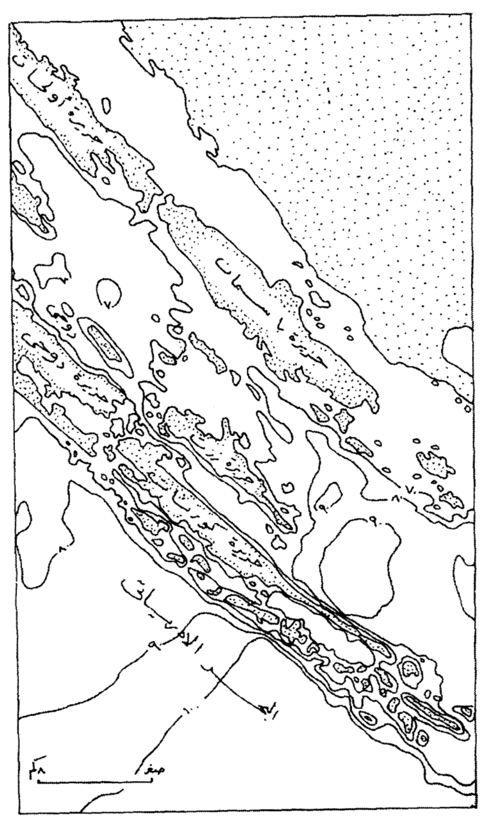
٣- السواحل الدالماشية أو الطولية :

وفيها تمتد الجبال بموازاة الساحل الذى يصيبه الهبوط والإغراق. وتبعا لامتداد المرتفعات فإن الساحل يميل الى الإستقامة والانتظام ما لم يكن الهبوط كبيرا. وحينئذ تصبح السلاسل الجبلية الخارجية عبارةعن صفوف طولية من الجزر، ويفصلها عن السلاسل الداخلية ممر مائى طويل كان فى الاصل، وقبل الهبوط والتغريق، واديا منخفضا يفصل بين السلاسل الجبلية الداخلية والخارجية.

ويبدو هذا واضحا على امتداد ساحل يوغسلافيا المطل على البحر الأدرياتى، وهو «النموذج الدالماشى» للسواحل الطولية ذات الظواهر المميزة المشار اليها. وينعكس اتجاه مرتفعات الألب الدينارية الشمالى الغربى - الجنوبى الشرقى على شكل وتوجيه الجزر، وأشباه الجزر، والخلجان التى تعرف هناك باسم كنالى Canali وفالونى Valloni. ويبدو أن هذا النطاق مايزال معرضا للهبوط والتغريق، يدل على ذلك العثور على مخلفات للإستيطان البشرى، وبعضها يمثل بقايا تنسب للعهد الرومانى، تحت منسوب البحر الحالى بنحو مترين.

وهناك أمثلة أخرى عديدة للسواحل الطولية الغارقة نجدهاعلى امتداد سواحل غرب الأمريكتين، وتعرف أحيانا بنوع «الساحل الباسفيكى». وأيضا فى سواحل جنوبى أيرلندا فى نطاق مرفأ كورك Cork harbour.

وينشأ عن عمليات التغريق فى كل حالة من الحالات الثلاث المشار اليها وأمثالها،

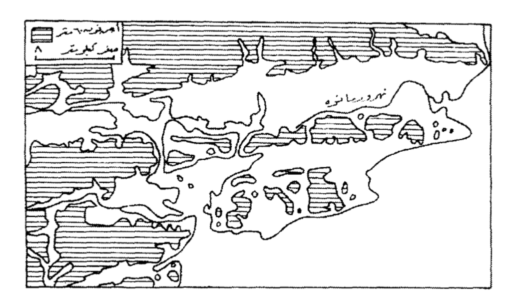


شكل (١٠٤) ساحل دالماشيا Dalmatia اليوغسلافي . الارض اليابسة موضحة بالنقط ، وخطوط الاعماق المتساوية بالمتر .

تكوين ساحل شاب، تدأب عمليات التعرية البحرية فى التأثير فيه، لتخلع عليه أشكالا جديدة تتفق ومختلف مراحل التعرية الساحلية.

ب) السواحل المنخفضة التي أصابها التغريق:

حينما يحدث الطغيان البحرى لنطاق ساحلى منخفض، فان نتائجه تمتد لتشمل رقعة من اليابس ضخمة رحبة، نظرا لأن أى انخفاض طفيف فى النطاق الساحلى، أو أى ارتفاع ضئيل فى منسوب مياه البحر، يسمح لمياه البحر بالطغيان على مساحة كبيرة بسبب أن منحدرات النطاق الساحلى تكون سهلة هينة.



شكل (١٠٥) ساحل مرفأ كورك Cork harbour **، قسم من ساحل جنوب أيرلندا. نمط تعاريج الساحل الناشئة عن تغريق جزئي لمساحة ساحلية كانت تتميز بحافات منخفضة، وأودية موازية للامتداد الرئيسي لخط الساحل.**

وحين يحدث التغريق لساحل منخفض هذا حاله، فان الاودية النهرية التى تجرى عليه تتحول الى خلجان عريضة ضحلة، وتنتشر المستنقعات، كما تظهر مسطحات الطين حين الجزر. ويكثر وجود القنوات والمداخل المائية (الخلجان) الضحلة المتعرجة. ومثل هذا نجده ظاهرا واضحا فى ساحل جنوب سفولك Suffolk.

وعلى حين تكون السواحل المرتفعة التى أصابها التغريق مجالا لفعل التعرية البحرية، فان السواحل المنخفضة التى غمرها ماء البحر تكون مسرحا للارساب. وتبعا لذلك تنشأ الألسنة الارسابية Spits، والحواجز البعيدة عن الشاطئ Offshore Bars، واللاجونات (البحيرات الساحلية الطويلة) والمستنقعات الساحلية. ويعمل الارساب بالتدريج كى يستقيم الساحل، فيطمس معالم التعرج والتسنن التى نشأت مع الاغراق.

ومن أنماط السواحل التي تدخل ضمن هذه المجموعة:

١- سواحل الارساب الجليدي :

وتبدو هذه الظواهر واضحة جلية فى بعض شواطئ شمالى أيرلندا، حيث الساحل المنخفض الذى يحمل أشكال إرساب جليدى سابق، كأشكال الدرملين Drumlin، التى تبدو بعد التغريق فى هيئة جزر تلالية مستديرة منخفضة. ومثال آخر لهذا النمط من السواحل يتواجد فى منطقة مرفأ بوسطون Boston بشمال شرقى الولايات المتحدة الامريكية، حيث طغى البحر على مساحة تزركشها الدرملين المستديرة الهامات.

٢- سواحل الغابات الغارقة :

تتميز بعض السواحل بوجود طبقات من النباتات المتفحمة تمتد بطولها، وفيها قد إنطمرت جذور الاشجار وسيقانها. وهى توجد فيما بين منسوبى المد والجزر. أو قد تختفى أحيانا أسفل مستوى مياه الجزر. وتظهر أعمال الحفر الخاصة بانشاء المرافئ وأحواض رسو السفن وإصلاحها كثيرا من هذه الظواهر. ولذلك أمثلة عديدة فى أحواض بارى Barry فى جلامورجان Glamorgan ، وحول سوث أمبتون Southampton.

ويتميز كثيرمن سواحل لانكشير Lancashire، وشبه جزيرة ويرال Wirral، وسواحل شمال ويلز بوجود هذه الطبقات النباتية المتفحمة. وعلى عمق عشرين مترا فى نطاق ساحل قنال بريستول Bristol Channel وفى سواحل كورنوول Cornwall توجد طبقة تحتوى على جذور وجذوع أشجار البلوط. ومثل هذا نجده فى بعض سواحل أيرلندا. وكثيرا ما تجلب شباك الصيد المعروفة بشباك الجر قدرا من النبات المتفحم الى البر.

٣- ساحل الفييردات :

تنفرد بعض السواحل المنخفضة بظواهرتعرج خاصة يطلق عليها اسم الفييردات Fjaerd . وهواسم تعرف به على الخصوص سواحل جنوب السويد المنخفضة الكثيرة التعاريج، ولربما كان اللفظ تحويرا للفظ فيورد Fjord النرويجى.

ويتألف الفييرد من مدخل أو لسان بحرى خليجى الشكل، يتميز بجوانب منخفضة هينة الانحدار، ومتوازية الى حد كبير، وتكتنفه الجزر الهامشية .و هو يختلف عن الفيورد Fjord فى أنه يتواجد فى بيئة منخفضة، كما أنه أكثر من الفيورد اتساعا، وأقل منه انتظاما. ويتميز عن الريا Ria بأنه أكثر عمقا، كما تتواجد عند مخرجه عتبة تشبه العتبة التى تشكل مخرج الفيورد.

ويبدو أن الفييرد يشبه الفيورد فى أصل النشأة، فقد قامت التعرية النهرية فيما قبل الجليد بتشكيله، ثم شارك الجليد بفعله، وبتأثير مجارى أسفل الجليد، فى تعميقه وتوسيعه، ثم تم تغريقه بمياه البحر. وفى كثيرمن الفييردات تصب أنهار السويد المتوازية المجارى، التى تنتهى الى البحر البلطى.

وهناك ظواهر مشابهة للساحل الفييردى فى جهات أخرى، مثل ما فى سواحل جزر شيتلاند Shettland، وعلى امتداد سواحل نوفا سكوشيا Nova Scotia.

٤- الساحل الألماني :

ترجع الخصائص الحالية لسواحل ألمانيا (بقسميها الشرقى والغربى) للتغريق الذى حدث فيما بعد الجليد لسهل ساحلى ينحدر انحدارا سهلا هينا، لكن بغير انتظام، ويتألف من صخور حديثة النشأة، تغطيها رواسب تراكمت بفعل الجليد.

فعلى امتداد الساحل الألمانى المطل على بحر الشمال حول التغريق النطاق الخارجى للكثبان الرملية القديمة الى سلسلة من الجزر الرملية المنخفضة، وهى التى تعرف بجزر فريزيان الشرقية والشمالية East and North Frisian Islands، ويفصلها عن اليابس نطاق من مسطحات الطين، يسميها الألمان باسم فاتين Watten.

وفضلا عن ذلك فقد غزت مياه البحر المصبات النهرية السالفة، وحولتها الى خلجان تبدو الان اكبر حجما من الانهار التى تنتهى اليها، مثل نهرالإمز Ems الذى يصب فى خليج دولارت Dollart، وجيد Jade الذى ينتهى الى خليج جيد Jade- Busen.

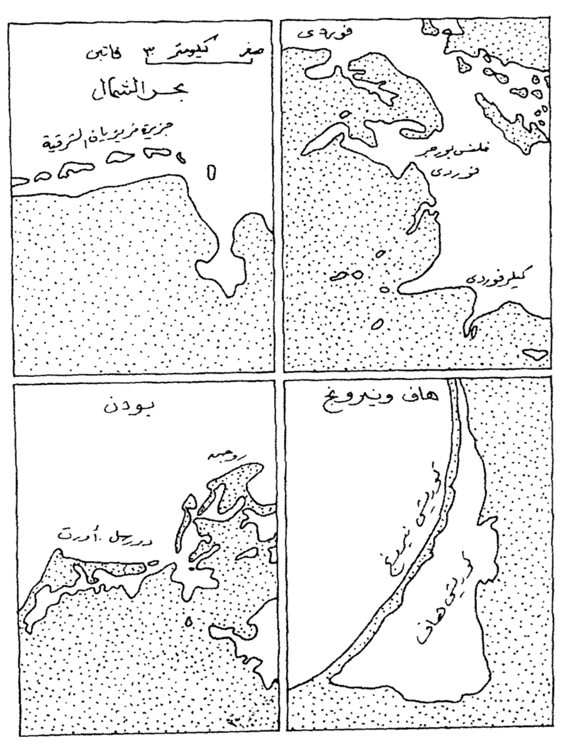
ويتميز الساحل الألمانى المطل على البحر البلطى بمداخل وخلجان بحريةطويلة ذات جوانب مستقيمة،وهى تتعمق كثيرا فى يابس مقاطعتى شليزفينج – هولشتاين Shlesvig - Holstein. وهى فى الاصل الاجزاء الدنيا من مجارى مائية أصابها التغريق. ويحتمل أن شارك الجليد بفعله فى نحتها، عن طريق المجارى المتدفقة فيما تحت الغطاء الجليدى البلايوستوسينى، ويطلق على هذه الخلجان فى الساحل الالمانى اسم فوردين Foehrden. ويتميز الساحل الغربى للبحر البلطى عموما بهذه الظاهرة التى يطلق عليها فى الدنمرك الاسم النرويجى «فيورد»، رغم أنها تختلف عنه كثيرا فى الشكل، لهذا لا ينبغى الخلط بينهما.

وأشهر خلجان الفوردى فى ألمانيا ثلاثة هى : فلينز بورج Flensburger Foerde، وفوردى كييل Kieler Foehrde، ثم فوردى إيكرن Eckern Foehrde.

وتكتنف الساحل الجنوبى للبحرالبلطى سلسلة من الجزر ذات شكل فريد، تفصل بينها مداخل بحرية أو خلجان ذات شكل خاص متميز أيضا تعرف باسم بودين Bodden. ويتألف نطاق جزر روجين Ruegen من عدد غير منتظم من الجزر التى نشأت أصلا عن عمليات هبوط لساحل مكون من كثبان رملية قديمة، ويصل بين هذه الجزر ألسنة رملية تضم عددا من خلجان البودين.

وينفرد الساحل الجنوبى الشرقى للبحر البلطى الذى يتبع الآن بولندا والاتحاد الروسى

(والذى تم اقتطاعه فى أعقاب الحرب الكبرى الأخيرة من ألمانيا) بنمو الألسنة الرملية المشهورة باسم هو نيرونجين Nehrongen، وهى النمط الذى ينمو عبر المصبات النهرية الخليجية الضحلة الناشئة عن التغريق بسبب الطغيان البحرى. وخلف هذه الالسنة الرملية



شكل (١٠٦) سواحل ألمانيا - الارض اليابسة موضحة بالنقط

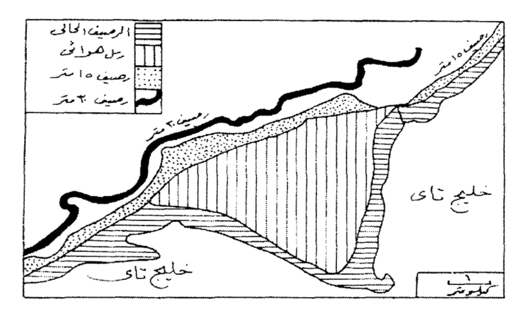
التى تعمل على استقامة خط الساحل، وبينها وبين يابس الساحل تمتد لاجونات تعرف هناك باسم هافى Haffe.

ثانيا : السواحل الظاهرة
(Emerged Coasts)

وهى السواحل التى انحسرت عنها مياه البحر. ويمكن تقسيمها الى قسمين رئيسيين هما:
أ) سواحل ظاهرة مرتفعة Emerged Upland Coasts .
ب) سواحل ظاهرة منخفضة Emerged Lowland Coasts.

أ) السواحل الظاهرة المرتفعة :

الظاهرة الرئيسية التى يتميز بها هذا النمط من السواحل هى الشاطئ أوالرصيف المرتفع Raised beach، أو خط الجرف Cliff-line الذى يوجد الآن فوق منسوب فعل الامواج.



شكل (١٠٧) الارصفة المرتفعة في نطاق خليج تاي Firth of Tay

ويرتبط تكوين هذه الأرصفة البحرية، وخطوط الشواطئ القديمة، بالذبذبات فى منسوب مياه البحار العالمية أثناء عصرى البلايوستوسين والهولوسين، وقد سبق أن درسنا هذا الموضوع فى فصل خاص هو الفصل الرابع.

ب) السواحل الظاهرة المنخفضة :

يظهر الساحل المنخفض فوق منسوب مياه البحر، نتيجة لرفع جزء مجاور من الرف القارى المتاخم لليابس. وخيرمثال لهذا النمط من السواحل، ساحل جنوب شرقى الولايات المتحدة، الذى يحدد هامشه تجاه اليابس الامريكى «خط المساقط Fall-line» الذى عنده

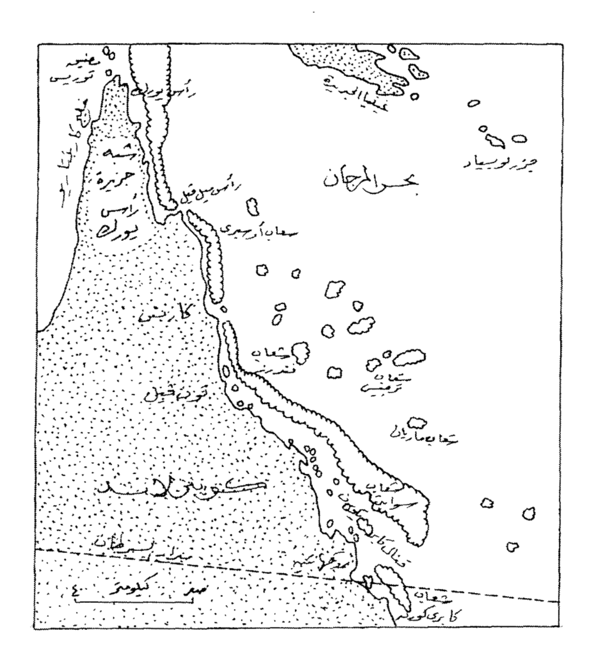
تهبط المجارى المائية من مرتفعات أبلاش الى السهل عبر سلسلة من الشلالات. ويغوص هذا السهل الساحلى فى مياه المحيط، دون تغير فى انحداره الهين الى الرف القارى، الذى كان السهل قسمامنه فيما مضى.

وتتألف مواد صخور هذا السهل الساحلى من رمال، وحصى، ورواسب طينية وجيرية. وكلها رواسب قارية الاصل، وإرسابات مياه ضحلة. وقد اندمجت وتصلبت مكونة لصخور رملية، وصخور جيرية، وشيل رسوبى. وفى نطاقه تسير عمليات الارساب بخطى سريعة مكونة للحواجز الارسابية البعيدة عن الشاطئ Off-Shore bars، كما وتنشأ اللاجونات، والمناقع المالحة، والألسنة الرملية، وسلاسل الكثبان الرملية، والبلاجات الرملية المستوية.

وهناك أمثلة أخرى لسواحل منخفضة اشرأبت وظهرت فوق صفحة الماء بعد انحسارالماء، نجدها فى الشاطئ الشمالى لخليج المكسيك، والساحل الجنوبى للريو دى لابلاتا Rio de la Plata فى الأرجنتين.

السواحل المرجانية

يطلق تعبير السواحل المرجانية Coral Coasts، على السواحل التى تنمو على امتدادها الشعاب المرجانية. وتتكون الشعاب المرجانية، متى توفرت شروط حياة ونمو الحيوان المرجانى،حول هوامش القارات (استراليا)، وحول شواطئ الجزرمثل غينيا الجديدة New Guinea وكاليدونيا الجديدة New Caledonia، وشواطئ الجبال البركانية التى تصعد بمنحدرات شديدة من القيعان المحيطية، مكونة لعددعديد من الجزر المبعثرة فى المحيط الهادى، مثل جزر فيجى Fiji، وساموا Samoa وتنشئ المراجين أيضا جزرا مرجانية محلية ترتفع من أعماق المحيط مثل جزر جيلبيرت Gilbert، وإليس Elice، ومارشال Marshall. وأكثرما تنتشر المراجين فى غرب المحيط الهادى وفى وسطه. وتوجد فى المحيط الهندى فى محيط لاكاديف Laccadivesومالديف Maldives غرب سيريلانكا، وحول جزر أندمان Andamans، وسيشيل Sychelles، وموريشيوس Mau-ritius ويتحدد وجودها فى المحيط الاطلسى فى أرخبيل جزر الهند الغربية (جزر البحر الكاريبى).



شكل (١٠٨) الحاجز المرجاني العظيم قبالة الساحل الشرقي لاستراليا - الأرض اليابسة موضحة بالنقط

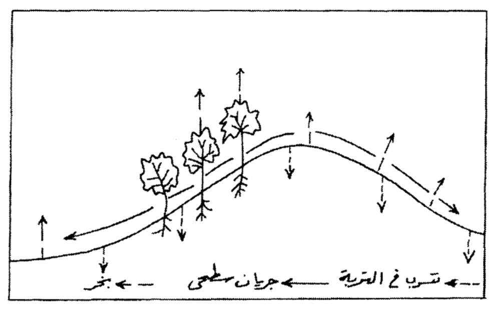
الفصـــل الثـــامـــن

المـاء الباطني وأثره في تشكيل سطح الأرض
مورفولوجيـة الكارســـت

حركة الماء أسفل وجه الأرض موضوع هام طبيعياً وبشرياً. ويتم الحصول على قسم لايستهان به من مياه الشرب عن طريق حفر الآبار لضخ الماء الباطنى، الذى يتم تكريره طبيعياً أثناء تجوله خلال الصخر، وتدين كثير من القرى بمواقعها إلى ظهور الماء الباطنى على السطح فى هيئة ينابيع، وفى الجهات الجافة وشبه جافة يصبح الماء الباطنى المصدر الوحيد للمياه اللازمة للأحياء. وفضلاً عن ذلك فإن النشاط التحاتى للمياه، أثناء تسربها ومعالجتها لمسالكها خلال الصخور، لايقتصر تأثيره على تشكيل ظاهرات تحت سطحية، تتميز بالتنوع فى المناطق الجيرية، ولكنه ينشئ أيضاً ظواهر سطحية كالبالوعات، ومنخفضات الإرتكاز، والكهوف وغير ذلك مما سنعرض له بعد قليل.

وتتعدد مصادر الماء الباطنى: فقسم يسير منه، يعرف بالماء المتبقى Conuate Water تم حفظه واستبقاؤه فى الصخور الرسوبية منذ فترة تكوين تلك الصخور، ومنه كمية تأتى عن طريق التحرر أثناء عمليات التمايز فى أفران الصهير، وهذا الماء عادة ما يكون حاراً ومتمعدنا، ويعرف بالماء الصهيرى Juvenile or Magmatic وقد يتسرب بعض الماء البحرى أو المحيطى خلال الصخور إلى يابس المناطق الساحلية. والواقع أن كل هذه المصادر صغيرة الأهمية إذا ما قارناها بالماء الكونى (الجوى) Meteoric الذى يصدر من المطر مباشرة، أو من انصهار الثلج والجليد.

وحينما تتساقط الأمطار أو تنصهر الثلوج، ينصرف قسم من المياه على السطح مكوناً للمجارى المائية والأنهار، ويتبخر قسم ثان بطريق مباشر، أو غير مباشر بواسطة النتح



شكل (١٠٩) مصير مياه المطر

النباتى، ويتسرب قسم ثالث خلال التربة إلى الصخر الأساسى كى يكون الماء الباطنى، أو ما يسمى بالماء الفرياتى Phreatic (شكل ١١٠).

وتتحكم طبيعة الصخور، وانحدار الأرض والمناخ في نصيب كل من الجريان والتبخر والتسرب. فالجريان على المنحدرات الشديدة يكون أعظم منه على المنحدرات الهينة، والتبخر فى المناخات الجافة أكثر منه فى الرطبة، والتسرب يجد سبيله فى سهولة ويسر خلال الصخور الرملية والجيرية والطباشيرية، ويقل فى الصخور البلورية كالجرانيت.

نفاذية الصخور:

يمكن تقسيم الصخور من هذه الوجهة إلى صخور منفذة permeable تسمح بتسرب المياه خلالها، وإلى صخور غير منفذة impermeable أو صماء لا تسمح بتسرب المياه بقدر معقول. وتدين الصخور المنفذة بخاصية النفاذية إما إلى (١) مساميتها porosity، التى اكتسبتها عن طريق نسيجها المفتوح، ومكوناتها الخشنة الحبيبات، وضعف تماسكها، مع وجود مسام ذات أحجام معينة، ومن هذه الصخور الحجر الرملى والحصوى (صخور المجمعات) والصخر الجيرى الحبيبى، أو (٢) أن تكون نفاذيتها Pervious، تركيبية بمعنى أن تكون الصخور كثيرة الفواصل، وفيرة الشقوق والكسور التى خلالها يمكن للمياه أن تتسرب باطنياً، ومثلها الصخور الجيرية، والطباشيرية، وصخر الكوارتزيت، والجرانيت المفصلى.

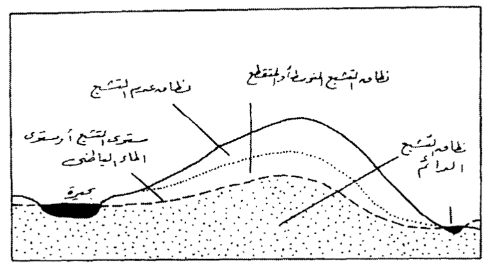
وتخلو الصخور الصماء، كالإردواز والشيل والجابرو من الضعف التركيبى impervi-ous. لكن بعضها يتصف بالمسامية، فالصلصال يتركب من حبيبات بالغة الدقة، تفصلها عن بعضها مسام بالغة الصغر، لكنه حين يبتل، تمتلئ المسام بالماء وتغلق بالتوتر السطحى، فلا تسمح بتسرب المياه خلالها، فالصلصال يستطيع الإمساك بالمياه، ولكنه لا يسمح لها بالتسرب خلالها.

مستوى الماء الباطني Water Table:

يتحرك الماء الذى يخترق الصخور السطحية نزلاً إلى أن يصل إلى طبقة من الصخور الصماء، فتتوقف حركته فى العمق عندها. وإذا استثنينا المناطق من سطح الأرض التى يستقر الماء فوقها مكوناً لبحيرات أو مستنقعات، فإنه يمكن القول بوجود ثلاثة نطاقات مائية أسفل السطح، وهى (شكل ١١٠):

١- نطاق عدم التشبع: Zone of non-saturation وهو يقع أسفل السطح مباشرة، ويمر الماء خلاله، ولايبقى منه فى المسام، بعد امتصاص النبات، سوى النذر اليسير.

٢- نطاق التشبع المتوسط: Zon of intermittent saturation وتحوى مسام صخور هذا النطاق مياهاً عقب سقوط الأمطار لفترة طويلة، ولكنها تجف إذا طالت فترة الجفاف.



شكل (١١٠) مستويات الماء الباطني

٣-نطاق التشبع الدائم: Zone of permanent saturation وهو يمتد فى العمق إلى الطبقة الصماء التى تكون حدود التسرب، ومسام صخور هذا النطاق تكون دائماً مملوءة بالماء. والسطح العلوى لنطاق التشبع يعرف إما بمستوى الماء الباطنى أو بمستوى التشبع.

وإذا ما رسمنا مستوى الماء الباطنى فى هيئة قطاع كما فى شكل (١١٠) فإننا سنجده يتبع مسار القطاع السطحى على وجه التقريب، لكننا نرى أن انحداراته تكون أقل من انحدارات قطاع السطح. ويميل مستوى الماء الباطنى إلى الهبوط بالقرب من الأودية النهرية، نظراً لكبر سرعة الجريان السطحى، وسرعة انصرافه. وتتحرك المياه الباطنية من الأجزاء التى يكون فيها مستوى الماء الباطنى مرتفعاً إلى الأجزاء التى يكون فيها منخفضا. وحركة الماء الباطنى أبطأ بكثير من حركة الماء السطحى، نظراً لأن الخاصية الشعرية والاحتكاك بمكونات الصخر يعرقلان حركة الماء الباطنى.

الينـــابيع:

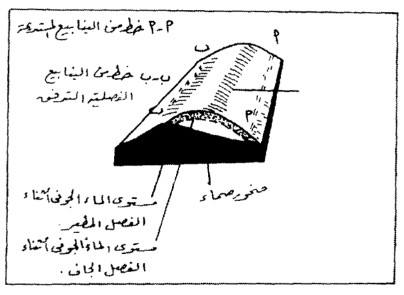
حينما ينبثق الماء انبثاقاً طبيعياً فوق سطح الأرض يسمى ينبوعاً. وقد تتدفق المياه منه بعنف ظاهر، وقد تنز وتنساب فى هدوء. وقد تتجاوز الينابيع وتنتظم فى خط يطلق عليه خط الينابيع Spring line ويشير إليه فى العادة وجود صف من القرى تعتمد أساساً على الينابيع كمورد للمياه. ويرتبط توزيع الينابيع بطبيعة التراكيب الصخرية، وبقطاع التضاريس السطحية، إذ تنبثق الينابيع عادة حيث يتقاطع السطح مع مستوى الماء الباطنى. ومن الينابيع ما هو دائم، ومثلها يستقى مياهه من مخزن جوفى وفير المياه، وعادة ما تقع فى منطقة غزيرة المطر طول العام. أما الينابيع الفصلية أو المتقطعة التدفق فإنها عادة توجد فى منطقة يحل بها فصل جفاف.

أنواع الينابيع:

وهناك العديد من أنماط الينابيع، وأكثرها شيوعاً ما يلى:

١- نوع يرتبط وجوده فى جوانب التلال بطبقة صخرية منفذة تقع فوق طبقة صخرية صماء.

٢- وفى الشكل رقم (١١١) نرى صفين من الينابيع يقعان حيث تلتقى الطبقتان الصخريتان بالسطح. لاحظ أن أحد الصفين دائم التدفق، والآخر فصلى.



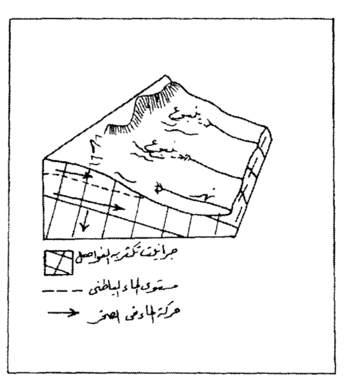
شكل (١١١)

٢- نوع يرتبط وجوده بصخور كثيرة الفواصل فى منطقة تلالية. وهنا تتسرب المياه خلال الفواصل. وتنبثق الينابيع حيث يتقاطع مستوى الماء الأرضى بالسطح (شكل ١١٢).

٣- ينشأ نوع من الينابيع حيث يتقاطع سد رأسى أو أفقى مع السطح.

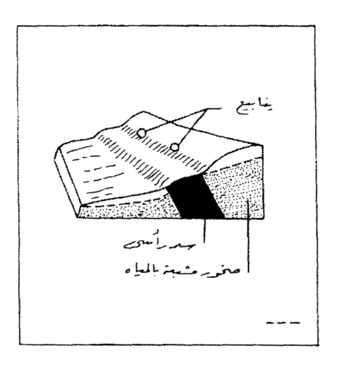
وفى الشكل (١١٣)، يقطع سد رأسى طبقة صخرية منفذة، فيسد الطريق أمام المياه، فيرتفع مستوى الماء الباطنى أمام السد، إلى أن يلاقى السطح، فتنبثق الينابيع.

٤- من أكثر أنماط الينابيع انتشاراً، ذلك النمط الذى يرتبط وجوده بأسافل واجهات الكويستات، وبظهورها، وخاصة فى المناطق التى تتركب من صخور جيرية أو طباشيرية وترتكز على صخور صماء. وفى العادة ينشأ خطان من الينابيع (شكل ١١٤): أحدهما على امتداد حضيض الكويستا، والآخر على ظهرها (منحدر الميل). ولما كان التصريف المائى السطحى قليلاً أو معدوماً فإن مواقع الاستقرار تتحدد بمواضع وجود الينابيع. مثل ذلك ينابيع إقليم كوتس وولدس Cotswolds بانجلترا، حيث يوجد خط ينبوعى عند



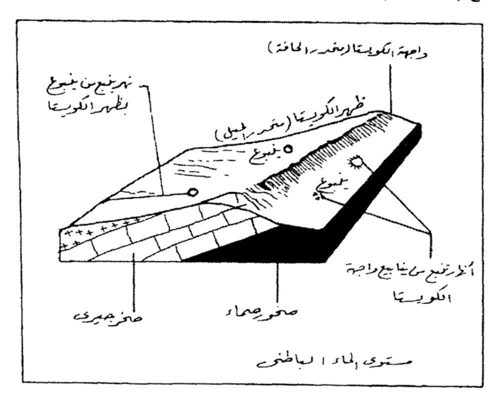
شكل (١١٢)

أسافل واجهات الكويستات فى الجانب الغربى للاقليم. وفى الجانب الشرقى يمتد خط ينبوعى آخر فوق ظهور الكويستات. ويعتبر نطاق «الينابيع السبعة» Seven Springs فى الإقليم المنبع الرئيسى لنهر التيمز.



شكل (١١٣)

٥- وينشأ نوع من الينابيع حينما يتعاقب وجود طبقات منفذة وصماء تميل جميعاً ميلاً هيناً، فحينما تتساقط الأمطار فوق الأطراف المكشوفة للصخور المنفذة، تتسرب المياه وتتحرك منحدرة على أسطح الانفصال الطبقى المائلة، وتظهر فى النهاية على هيئة ينابيع (شكل ١١٥).

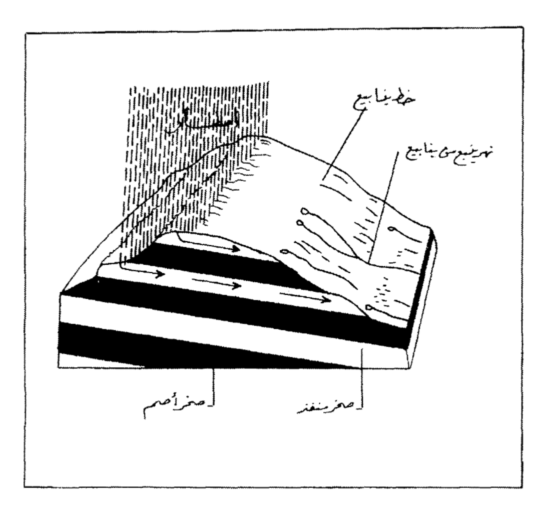


شكل (١١٤)

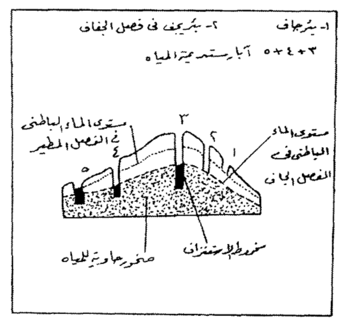
٦- يكثر وجود الينابيع حيث تلتقى بالسطح قاعدة صخور جيرية ترتكز على صخور صماء. ومثلها يدعى فوكلوز نسبة لنافورة فوكلوز Fontaine de Vaucluse فى وادى الرون، حيث ينبع نهر سورج Sorgue من ينابيع تمتد أسفل جروف صخرية جيرية يبلغ ارتفاعها نحو ٣٥٠ م.

الآبـــار:

البئـر ثقب يحفر فى الأرض إلى ما دون مستوى الماء الباطنى. فتنشع المياه من الصخور إلى البئر. وتوجد المياه بصفة مستديمة فى الآبار التى تصل إلى ما دون مستوى الماء الباطنى بقدر كبير. أما الآبار التى تحفر إلى ما دون هذا المستوى مباشرة فإنها تتعرض للنضوب حين يحلُّ الفصل الجاف (شكل ١١٦) ومياه الآبار الضحلة عادة ما تكون ملوثة نظراً لأنه لم يتم تكريرها طبيعياً خلال الصخر. وحتى يكون البئر جيد المياه



شكل (١١٥)



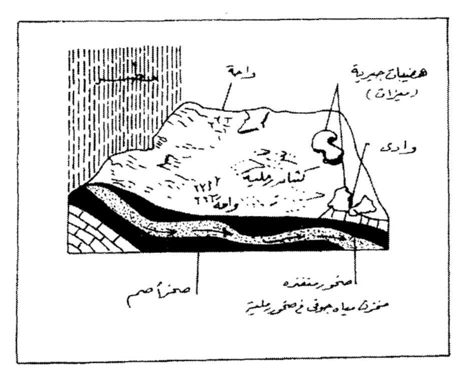
شكل (١١٦)

لابد من حفره إلى أقصى عمق ممكن أسفل مستوى الماء الباطنى، وتنبغى الإشارة إلى أن استمرار ضخ المياه من البئر يسبب انخفاضاً فى مستوى الماء الباطنى محلياً، مكوناً لما يعرف بمخروط الاستنزاف شكل (١١٦) وحين ينشئ ضخ المياه من بئر كبير مثل هذا المخروط، تجف الآبار الضحلة المجاورة بالتدريج. وقد تسببت الزيادة المستمرة فى ضخ المياه لتموين مدينة لندن في خفض مستوى الماء الباطنى فى حوض لندن أكثر من ٣٠ متراً خلال الخمسين سنة الأخيرة. وتصبح الحياة ممكنة فى الأقاليم الجافة حيثما أمكن رفع المياه من الآبار.

الأحواض الأرتوازية:

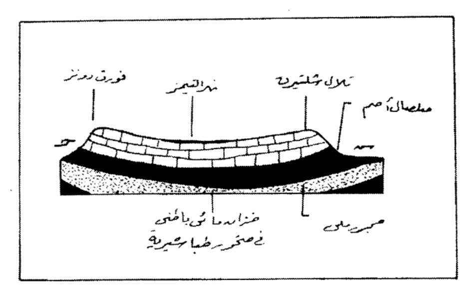
وفيها تنتظم الطبقات الصخرية فى هيئة ثنية مقعرة ضحلة هينة الانحدار. ويتركب الحوض من طبقتين صخريتين غير منفذتين تحصران بينهما طبقة منفذة، تبرز هوامشها ظاهرة فوق السطح، وتنفذ مياه الأمطار إلى الطبقة المنفذة من مخارجها. وتتشبع تلك الطبقة بالماء، وتدعى عندئذ «مخزن ماء جوفى» Aquifer. وتوجد أحواض أرتوازية ضخمة فى غرب استراليا وفى الصحراء الكبرى، وفى أجزاء من أمريكا الشمالية من سسكتشوان إلى كانساس.

ويوضح الشكل رقم (١١٧) جزء من الحوض الأرتوازى فى الصحراء الكبرى. ويلتوى مخزن المياه فى بعض الأماكن تجاه السطح، وتكشف عنه تعرية الرياح أحياناً،



شكل (١١٧) قطاع عبر جزء من الصحراء الكبري

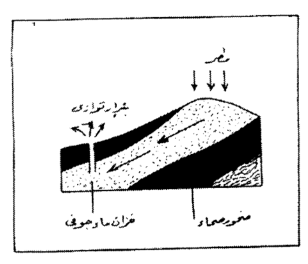
فتظهر الغدران، وتتدفق العيون، وتحفر الآبار وتنشأ الواحات. ويتكون حوض لندن من ثنية مقعرة ضحلة، تتركب من الصخر الطباشيرى المحصور بين طبقات صلصالية (شكل ١١٨).



شكل (١١٨) قطاع عبر حوض لندن

الآبار الأرتوازية:

حينما يحفر بئر فى مخزن ماء حوض أرتوازى، ويكون ضغط المياه كافياً لدفع الماء من المخزن لتصعد إلى السطح، يسمى البئر حينئذ بئراً أرتوازياً Artesian Well • شكل (١١٩). أما إذا اقتصر الضغط على دفع المياه إلى قرب السطح، فإن البئر يسمى فى هذه الحالة بئراً شبه أرتوازى. وترجع تسمية الآبار بهذا الإسم إلى منطقة أرتوا Artois فى شمال شرق فرنسا حيث حفر هذا النوع من الآبار منذ زمن بعيد.



شكل (١١٩)

وللآبار الارتوازية قيمة كبيرة فى كثير من أجزاء العالم، خصوصاً حيث توجد أحواض كبيرة شبه جافة تحيط بها سلاسل من التلال تمثل مساحات لتجميع المياه. وتعتمد الصحارى العربية على المياه الباطنية فى سد احتياجات سكانها من المياه. ويرجع الفضل فى وجود كثير من واحاتها للآبار الأرتوازية التى تصل مياهها إلى السطح طبيعياً.

الظاهرات الجيومورفولوجية في المناطق الجيرية الرطبة

(مناطق الكارست)

تتميز بعض المناطق الجيرية فى الجهات المطيرة بأشكال أرضية مثالية خاصة. ويرتبط تكوين هذه الأشكال ارتباطاً وثيقاً بما ينشأ عن عمليات الإذابة من توسيع الشقوق والفواصل والكسور، ولابد أن يكون مستوى الماء الباطنى أسفل السطح على عمق يسمح للمياه أن تتسرب باستمرار فى العمق خلال الصخور، وتسود هذه الأشكال مناطق خاصة من العالم أشهرها: منطقة الكارست Karst فى غرب يوغوسلافيا، واقليم الكوس Causses فى جنوب شرق الهضبة الوسطى بفرنسا، وهضبة كنتاكى فى الولايات المتحدة، وشبه جزيرة يوكاتان بأمريكا الوسطى، ومنطقة البنين بانجلترا.

وفيما يلى وصف مجمل لأهم ظاهرات الكارست (شكل ١٢٠).

١- الأسطح الجيرية المضرسة:

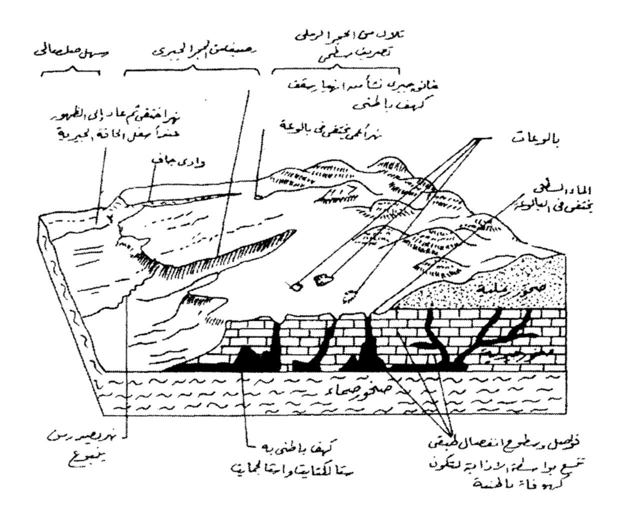
وتطلق عليها فى عدة لغات أسماء محلية هى: (Bogaz, Karren, Schratten, Raseles, Lapies, Grykes, Clints) وتبدو الأسطح الجيرية مقطعة ومهلهلة وعرة، ومرصعة بالثقوب والخطوط الغائرة، وذلك كله نتيجة لعدم انتظام الفعل المذيب للمياه الحامضية. وتتمثل هذه الظاهرات أحسن تمثيل فى منطقة الحجر الجيرى الكربونى فى يوركشير، وفى أجزاء من أيرلندا، ومنطقة الكوس الجيرية بفرنسا، والكارست، والجزء الجنوبى من مالطة. وهى تظهر عادة فوق مخارج الصخور المكشوفة، وتؤثر فى تشكيلها عدة عوامل منها تركيب الصخر ونسيجه ومظهره، وانحدار السطح، والغطاء النباتى. ويقل وجودها فوق الطبقات الصخرية الأفقية.

٢- البالوعات:

ويكثر وجودها فى أقاليم الكارست، وتنشأ نتيجة لتسرب مياه الأمطار فى الصخور من خلال الفواصل. وعند مواضع معينة، كمواضع تقاطع الفواصل، يسهل عمل الإذابة التى تحولها بالتدريج إلى ثقوب أو حفر. ويتوقف شكل الحفر على المميزات التركيبية الثانوية للصخور. وقد أمكن تمييز نوعين رئيسيين من حفر الإذابة أو البالوعات، نوع

يتمثل فى منخفضات قمعية الشكل فى وسطها ثقب وتعرف بأسماء محلية مختلفة هى: Swallet, Swallow hole, Sink hole, Creux, Sotch, dolline والنوع الثانـى يتمثل فى حفـر رأسيـة الجوانب تشبـه البئـر، وتدعى بأسـماء محليـة هى: Gouffre, Avens, Ponor, Puits.

وباستمرار فعل الإذابة، تتسع هذه الحفر بالتدريج، وقد تتلاحم وتندمج فى بعض المناطق مكونة لحفر أكبر تعرف بحفر الإذابة المركبة أو أوفالا Uvala.



شكل (١٢٠) مظاهر السطح في منطقة كارستية

وهناك نوع آخر من البالوعات كبير الحجم يعرف فى يوغسلافيا باسم بولجى Polje ويطلق هذا الاسم على المنخفضات المستطيلة المنبسطة القاع، التى تحيط بها حوائط شديدة الانحدار. ويبدو أنها لم تنشأ أصلاً عن طريق الإذابة، وإنما هى منخفضات تكتونية جرى تعديل شكلها عن طريق إذابة الصخور الجيرية التى تدخل فى تركيبها.

ويوجد العديد من أمثلة البالوعات بأنواعها فى مناطق الصخور الجيرية بمرتفعات منديب Mendip، والبناين، والكوس، والجورا، والبرانس، والألب الأمامية، والكارست. وقد أمكن حصر ٦٠ ألف بالوعة فى هضبة كنتاكى Kentucky بالولايات المتحدة.

٣- الكهـــوف:

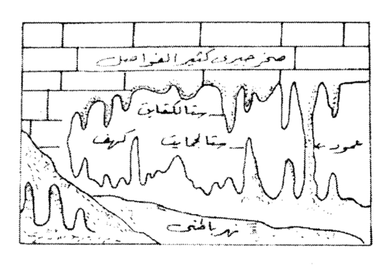
وهى دهاليز طبيعية تمتد أسفل السطح امتداداً أفقياً ورأسياً، وتنشأ عن حركة المياه خلال الفواصل والشقوق وسطوح الانفصال الطبقى، مذيبة للجير. ويعظم فعل المياه حينما تغزر الأمطار مكونة لأنهار باطنية تعمل على توسيع الفواصل وسطوح الإنفصال الطبقى بواسطة الإذابة والنحت مكونة للكهوف الضخمة. مثال ذلك كهف كارلس باد Carlsbad (نيو مكسيكو) الذى يبلغ طوله ٤٠٠٠م، واتساعه ٦٠٠ م، وارتفاعه ٣٠٠م. وقد تم تكوين عدد كبير من الكهوف الكبيرة أثناء عصر البلايوستوسين، وبعضها الآن جاف بسبب انخفاض منسوب الماء الباطنى. ومن أمثلة الكهوف فى محيطنا العربى مغارة جعيطة بلبنان، وكهف الجبخ بسهل بنغازى.

ومن الكهوف ما هو عميق، فلكى تصل إلى كهف سان مارتين الواقع فى أعلى جبال البرانس بالقرب من الحدود الأسبانية، تدلف إليه عن طريق مدخل رأسى يصل عمقه إلى نحو ٣٠٠ م. وأعمق كهوف فرنسا هو الكهف المعروف باسم «بئر الراعى» Puits Berger بمقاطعة إيزير Izere، ويقع على عمق ١٠٠٠م، ويقال أنه أعمق كهوف العالم.

ومن الظاهرات التى توجد بالكهوف ما يعرف باسم الأعمدة الجيرية الهابطة Sta-lactite، والأعمدة الجيرية الصاعدة Stalagmite، وتنشأ عن ترسيب كربونات الكالسيوم فى أسقف الكهوف وعلى قيعانها، فوق نقط متعامدة على مستوى الكهف، ويحدث الترسيب فى الحالة الأولى من نقط مائية تنز من الشقوق والفواصل الموجودة فى السقف، حين يجف الماء بسبب التبخر أو بسبب انطلاق بعض من ثانى أوكسيد الكربون الموجود فى النقط المائية، فتنفصل لذلك الكربونات من محلول البيكربونات، ويترسب الجير. وباستمرار حدوث الترسيب تنمو الأعمدة الهابطة نزلاً إلى قاع الكهف.

ويتساقط كثير من النقط المائية من السقف إلى قاع الكهف حيث تجف، ويترسب محتواها الجيرى، وينمو بذلك العمود الصاعد من قاع الكهف إلى سقفه. ويحدث أن يطول أحدهما أو كلاهما أو قد يلتقيان، فيرتبط السقف بالقاع بواسطة عمود متصل (شكل ١٢١) وبعض هذه الأعمدة ذو حجم كبير. ففى كهف بمقاطعة لوزير Lozere (اسم الكهف Avens d'Armande) بهضبة فرنسا الوسطى، يتراوح ارتفاع الأعمدة بين ٢٠٠ – ٢١٥م، وتدعى بالغابة العذراء. وقد قيس معدل نمو الأعمدة الهابطة فى بعض كهوف

انجلترا، فوجد أنه يصل إلى ٧ ملم فى السنة أو حوالى ٧٠ سم كل ١٠٠ سنة. ويبدو أن معدل النمو كان أسرع فيما مضى، حينما كان مستوى الماء الباطنى أعلى منه حالياً، وكانت المياه العسرة المتجولة فى الصخور أوفر.



شكل (١٢١) منظر داخلي لكهف

ويوجد بالكهف ما يعرف باسم Helictite، وهى رسوبيات متبلورة ذات أشكال كثيرة التنوع، وهى قد تكون رفيعة كالخيط، وتنتظم فى هيئة مغزلية، أو فى شكل عقد وأنشوطات، وقد تترتب فى حبال منظومة من الحبات الجيرية المتبلورة.

٤- المجاري المائية الباطنية:

يصبح التصريف المائى فى المناطق التى تتركب من صخور كربونية منفذة فى معظمه باطنياً. ففى الصخور الطباشيرية والجيرية التى تتميز بنفاذية عالية، والتى تحوى عديداً من الفواصل المتقاربة، يتسرب ماء المطر، ويأخذ طريقه بسرعة إلى الأعماق محللاً ومذيباً لكربونات الكالسيوم، وقد قدر أن كل ميل مربع من الأراضى الطباشيرية بانجلترا يفقد ١٤٠ طناً من مواده كل سنة بواسطة عملية الكربنة. ويرجع السبب فى جريان الأنهار سطحياً فوق الصخور الطباشيرية إلى ارتفاع مستوى الماء الباطنى إلى السطح معظم السنة. وقد تفيض مياه هذه الأنهار وتختفى فى البالوعات الموجودة فى قيعانها حينما تصيب المنطقة موجة جفاف. ومثالها نهر بروك بانجلترا، وهو رافد علوى لنهر كولن Colne الذى تتسرب مياهه خلال سلسلة من البالوعات فى قاعه، وفى هضبة كينتاكى الجيرية بالولايات المتحدة أمكن اكتشاف خمس مستويات من الكهوف الباطنية على امتداد نحو ٢٤٠كم، ووجد أن المستوى السفلى منها (على عمق ١٠٠ م) يشغله نهر باطنى يعرف باسم «نهر الصدى» Echo River الذى ينصرف إلى «نهر الأخضر» Green River، والأخير رافد لنهر أوهايو Ohio.

هذا وقد أمكن اكتشاف نهرين باطنيين فى سهل بنغازى الجيرى التركيب أحدهما يمتد من حضيض حافة الجبل الأخضر عبر بلدة بنينة، وكهف الليثى إلى مدينة بنغازى والآخر إلى الشمال منه بنحو ٦ كم ويوازيه، ويمر بمنطقة الكويفية حيث ينكشف فى قاع عدة بالوعات، وينتهى فى بحيرة ساحلية هى «عين زيانة».

٥- الأودية الجافة:

يعتبر وجود الأودية الجافة صفة من صفات الأقاليم الطباشيرية والجيرية الرطبة. وفى المناطق الطباشيرية تبدو الأودية الجافة على ظهور الكويستات مكونة لنمط يذكرنا بنمط النظم النهرية العادية. ويظهر كثير منها مميزات مماثلة للأودية التى تجرى بها الأنهار مثل منعطفات الشباب، ونقط التلاقى المتوافقة للروافد بالأودية الرئيسية، والمنعطفات المنحوتة. كما نجد قيعانها مفروشة دائماً بالرواسب النهرية. ومع هذا فهناك من الأودية الطباشيرية ما يحيد عن هذه الخصائص، فالأودية التى تقطع الحافات الصخرية، قد نحرتها إلى عمق غير عادى، وتتسم جوانبها بشدة الانحدار، وحينما تشاهدها من الجو تراها متتبعة لمسالك غريبة شاذة، كثيرة التعرج. ومثالها وادى الديفلز دايك Devil's dyke قرب برايتون Brighton بجنوب انجلترا.

ولقد تعددت الآراء فى تفسير أصل وكيفية نشأة هذه الأودية الجافة. ولعل الأمر الذى لاخلاف عليه، هو أنها قد نحتت تحت تأثير ظروف خاصة من التصريف المائى لم يعد لها وجود فى وقتنا الحاضر. ويفسر البعض تكوينها عن طريق الهبوط التدريجى لمستوى الماء الباطنى الذى لم تستطع المجارى المائية أن تجاريه. ويبدو أن عملية التقويض الينبوعى Spring-Sapping قد لعبت دوراً هاماً فى نحر هذا النوع من الأودية. ويزخر كثير من هذه الأودية بالينابيع التى، وإن كانت ضعيفة، إلا أن تأثيرها التحاتى لاينكر. وتوجد الينابيع فى مجاريها الدنيا على الخصوص. يضاف إلى هذا أن نظرية التقويض الينبوعى تقدم أفضل تفسير لشدة انحدار رؤوس الأودية الذى يبدو ناشئاً عن عملية التقويض السفلى under-mining، كما تفسر التعرجات الحادة التى تتصف بها مسالك الأودية، والتى تعزى إلى التقويض التراجعى للينابيع على امتداد خطوط ضعف محددة، كالفواصل الرئيسية المتقاطعة.

هذا ويشيع وجود الأودية الخانقية الجافة فى المناطق التى تتركب من صخور جيرية. ويعزى تكوين بعض منها إلى التعرية السطحية، أثناء جليد الزمن الرابع أو بعده مباشرة، حينما كانت الفواصل بالصخور مملوءة إما بالجليد أو بالصلصال الجلاميدى، ومن ثم كانت الأنهار تجرى على السطح. وتظهر هذه الأودية كثيراً من صفات التعرية النهرية العادية، وتعترضها «شلالات جافة»، تعبرها المياه المتدفقة عقب سقوط أمطار

غزيرة. وتوجد بقيعانها بالوعات تستطيع المياه السريعة الجريان أن تعبرها متجهة إلى أدنى الأودية، نظراً لأن البالوعات لا تتمكن من ابتلاع كل المياه السريعة التدفق. وهناك أمثلة لأودية تجرى بها المياه فى صخور جيرية، لكن أحجامها تضمحل بالاتجاه نحو أدانيها، وقد تتلاشى كلية، ومثلها وادى Gordale Beck فى اقليم Malham، ومن الأودية ما تجرى به المياه فى البداية حين يقطع منطقة جيرية، ثم ما يلبث أن يعبرها إلى تكوينات صخرية صماء فيزداد حجمه، وتكثر مياهه.

ويتميز كثير من الأودية الجافة فى المناطق الجيرية بمقطعه الخانقى، فتبدو الجوانب شديدة الانحدار، ومنها أودية الجبل الأخضر بليبيا كوادى القطارة الذى ينتهى إلى بنغازى، ووادى درنة الذى يصب عند مدينة درنة. وهى وأمثالها قد تكونت أصلاً أثناء عصر البلايوستوسين، حينما كانت الأمطار غزيرة، ومنسوب البحر منخفضاً، والنحت الرأسى على أشده. ومن الأودية الجافة الخانقية فى المناطق الجيرية ما نشأ عن تعرية كهوف باطنية بواسطة مجارى مائية باطنية، تبعها إنهيار سقوف تلك الكهوف. وكثيراً ما نجد أقواساً طبيعية تمثل البقية الباقية من تلك السقوف المنهارة. ومن أمثلتها الشهيرة قوس ماربل Marbel Arch على نهر كلاداج Cladagh فى شمال أيرلندا.

الفصـــل التاسـع

المنحـدرات
أشكالها والعمليات المشكلة لها وتطورها

الفصل التاسع
المنحدرات
أشكالها والعمليات المشكلة لها وتطورها

يتميز قسم صغير جداً من سطح اليابس بالشكل الأفقى والرأسى. فالسهول نادراً ما تكون مستوية تماما، رغم أن مصطلح «التسوية» Planation يستخدم دائما فى وصف العمليات التى قد تؤدى فى النهاية إلى تكوين مساحة مستوية تقريباً. وينحصر وجود الأشكال الأرضية القائمة أو الرأسية فى الجروف الممتدة على طول السواحل وفى بعض أجزاء الجبال. وتشاهد أقسام من الجبال التى أصابتها عمليات رفع وتكسر حديثة رأسية قائمة، بل إن أجزاء من قممها تبدو معلقة بارزة فوق الجوانب الرأسية، لكن هذه الظواهر لا توجد إلا فى قليل من الجبال، مثال ذلك واجهات جبال «الدولومايت Dolomiten» العظيمة، وجبال سنتيس Saentis، وشاموني Chamonix والأجويل روج Rouge Aiguilles فى الألب الأوروبية. ويقدَّر انحدار واجهات أو حافات جبال الألب فيما بين ٢٥-٣٠°.

ويمكن القول، بناء على ما تقدم، أن معظم سطح اليابس يتألف من منحدات، تمتد من قمم الجبال وأعلى مقسمات المياه إلى قيعان الأودية وإلى مستوى سطح البحر، وإلى قيعان أعظم الأعماق. وكما هى الحال فى التطور العام لمختلف بيئات اليابس، تمر المنحدرات فى سلسلة من المراحل تتحدّد بفعل مجموعة من القوى المؤثرة فى أشكالها الأصلية، وبنوع المواد (الصخور) التى تتألف منها، وبالعمليات الدائبة التعديل فيها. ولعل هذا المنهج هو الأسهل فى دراسة المنحدرات، وإن كنا سنعرض لمناهج وطرق أخرى للبحث فيها.

مناهج وطرق دراسة المنحدرات

مما لا شك فيه أن دراسة المنحدرات سواء من حيث الأصل والشكل، وسواء كانت منحدرات جبال وتلال وأودية، تعدُّ أكثر المشكلات الجيومورفولوجية تعقيداً وأصعبها دراسة. وعلى الرغم من أن الإهتمام بدراسة المنحدرات قد بدأ من نحو قرن من الزمن (منذ بداية القرن العشرين) فإن الوصول إلى آراء وأفكار نهائية أو مقنعة فى كيفية تشكيل وتطور المنحدرات ما يزال بعيد المنال. ويرجع ذلك إلى الصعوبات الجمة التى تكتنف محاولات تمييز طبيعة العمليات المشكلة ودرجة تأثيرها فى تطور المنحدرات، ومحاولة تتبع واستشفاف التغيرات التى تحدث لأشكالها ودرجات انحدارها خلال مراحل تطورها عبر الزمن. ولهذا فإن دراسة خصائص المنحدرات دراسة مركبة، ونتائجها غير مؤكدة، وتخضع دائما للجدل والنقاش.

ورغم كثرة طرق البحث التى استخدمت فى دراسة المنحدرات، فإن هنالك اتجاهين أساسيين، يتمثل الأول فى الطرق الهندسية Geometric التى تستخدم الإستقراء والاستدلال والفرض المسبق Inductive and Deductive ، والتى تحاول بالأساليب الرياضية استنتاج سلسلة نظرية لمراحل التطور التى يعانيها منحدر أصلى يتعرض لمجموعة من الظروف والعلميات المفترضة مسبقا. ويتصف عدد من الطرق أساسا بأنها كيفية **Qualitatrue**، بمعنى أنها تناقش الاتجاه العام للتغير، بينما تتميز بعض الطرق الأخرى بأنها كمية **Quantitative** بحته، وتستند على نماذج رياضية دقيقة، كتلك التى ابتكرها استرالر A. Strahler .

وسنحاول فيما يلى عرض معالجات مختلف طرق البحث الكمية والكيفية للنواحى الثلاث محل اهتمام الچيومورفوچيين الدارسيين للمنحدرات وهى:

أشكال المنحدرات، والعمليات المشكلة للمنحدرات، وتطور المنحدرات.

أشكال المنحدرات

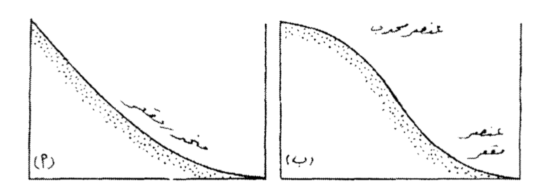
تتعدد أشكال المنحدرات على جوانب الأوديةوالمرتفعات. ويمكن الحصول على معلومات قيمة عن معدلات وقيم عظمى لزوايا انحدار المنحدرات من دراسة الخرائط الطبوغرافية الدقيقة، لكن أفضل وسيلة لدراسة المنحدرات هى القيام بتلك الدراسة فى الحقل، ثم تحليل بياناتها بدقة، وتلك هى الدراسة الكمية التى يأخذ بها ويستخدمهابحاث المنحدرات من الچيومورفولوچيين الحديثيين.

ويمكن التعرف فى الحقل على الأنواع الرئيسية الآتية من المنحدرات.

الجرف The cliff

المنحدر الذى يبدو بهيئة جرف ليس شائع الوجود، لكنه أبسط أنواع المنحدرات وأسهلها من حيث دراسة الشكل ومعرفة أصل النشأة. فهو ينشأ على طول السواحل الصخرية بواسطة نحت الأمواج، وعلى جوانب بعض أودية الأنهار التى تنحدر رأسياً بسرعة وعمق، كما يتمثل فى أوجه الحافات الصخرية الصلبة، وعلى جوانب الأنهار الجليدية أو التى سبق أن أصابها فعل التعرية الجليدية، وفى المناطق التى تتميز بالعيوب والإنكسارات. وما دام الجرف شديد الإنحدار أى يزيد انحداره عن ٤٠درجة، فإن نتاج تجويته من المواد الصخرية يسقط مباشرة ويتراكم عند حضيضه، وغالباً لا يتراكم شيئ من الفتات الصخرى علي وجه الجرف ذاته، ولذلك غالباً ما يطلق عليه الجيومورفولوچيون مصطلح «الوجه الحر» The Free Face لأنه يخلو ويتحرر من غطاء الفتات الصخرى. ويتراكم نتاج تجويه الجرف عند حضيضه ما لم تكتسحه

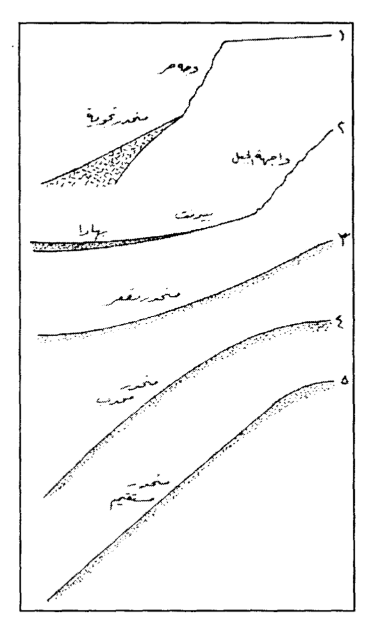
عمليات نقل كالماء الجارى أو الأمواج. وحينئذ ينشأ منحدر تراكمى تتحدد زاوية انحداره بحجم وشكل الحطام الصخرى. فإذا ماكان حجم مكونات حطام التجوية كبير الحجم وزاوياً، فإن المنحدر الناشئ يكون شديد الإنحدار، تصل درجة انحداره إلى نحو ٣٥ درجة. وبمرور الزمن ينمو منحدر التراكم صعدا، وبالتالى يقصر امتداد الوجه الحر بالتدريج. وقد يحدث أن يغطى الحطام الصخرى وجه الجرف كله، حينئذ يصبح المنحدر كلية وقد تحوّل إلى منحدر إرساب Aggradational Slope تتراوح درجات انحداره بين ٢٠-٣٥ درجة.



شكل (١٢٢) منحدر محدب ومنحدر مقعر

المنحدرات المقعرة: The Concave Slope

عادة ما ينشأ قسم مقعر فى الجزء السفلى من قطاع المنحدر، وتكون عمليات الإرساب سبباً فى نشأته فى بعض الأحيان. ذلك أن الجزء السفلى من المخروط الإرسابى الذى يتراكم عند حضيض المنحدر يتعرض لعمليات التعرية التى تكتسح المواد الدقيقة منه، فتقل زاوية انحداره، ومن ثم يأخذ الشكل المقعر. وأكثر من هذا وجود منحدرات التعرية التى تغطيها طبقة رقيقة من الفتات الصخرى، أو قد تبدو مكشوفة الصخر تماما، وعند أسافلها تظهر عناصر مقعرة. وتتميز منحدرات التعرية فى المناطق الجافة وشبه الجافة بوجود قطع منحدر حاد يفصل بين القسم المقعر السفلى الذى يسمى بيديمنت Pediment، والقسم الأشد انحدارا الذى يعلوه. وتتصف منحدرات المناطق الرطبة بوجود أقسام مقعرة عند أسافلها أيضاً، لكنها تتميز عن غيرها بتداخل أعاليها فى أقسام المنحدر الأعلى منها.



شكل (١٢٣) أشكال منحدرات بسيطة

المنحدر المستقيم The rectilinear slope

يظهر فى كثير من قطاعات المنحدرات أقسام مستقيمة Straight in profile، تتباين كثيرا فى أطوالها ومدى امتداداتها، وأحيانا يبدو قطاع المنحدر كله مستقيما. ويشيع وجود منحدرات مستقيمة تبدأ من أقسام محدّبة محدودة الامتداد عند قمم القطاعات وتمتد نزلاً إلى قاع وادى النهر. وينحصر وجود الأقسام المستقيمة فى بعض قطاعات المنحدرات فى أجزائها الوسطى، وهى حينئذ تفصل بين أقسام محدبة فى

أعاليها وأخرى مقعرة عند أسافل تلك القطاعات. وتمثل الأقسام المستقيمة فى قطاع المنحدر أشد أقسامه انحدارا فى العادة. وهى تلتزم زاوية معلومة علي طول امتداداتها. وقد تبين من مختلف الدراسات أن الزاوية تتحدد بزاوية استقرار الحطام الصخرى المجوى، والمشتق أصلا من الصخر الموجود أسفله والذى يتكون من قطاع المنحدر الأصلى، خصوصاً حينما يكون الصخر متجانس التكوين. ولا يقتصر تكوين المنحدرات المستقيمة على التراكم وحده، ذلك أن كثيراً منها يمثل أشكال تعرية Denudational تتألف من صخر مكشوف لا يغطيه سوى غلاله أو غطاء رقيق من الفتات الصخرى المستقر أو ذلك الذى يتحرك ببطء شديد بسبب عامل أو آخر من عوامل النقل، وهنا تتحكم طبقة الفتات الصخرى فى زاوية انحداره Depris-Controlled Slope، وإذا ما تكونت من كتل وجلاميد صخرية، أصبحت هى التى تتحكم فى زاوية انحدار المستقيم Boulder-controlled كما هى الحال فى المناطق الجافة.

المنحدر المحدب The Convex Slope :

ظاهرة التحدب فى المنحدرات شائعة الوجود، وقد يتألف المنحدر كله من قطاع منحدرمحدب، لكن الغالب أن يقتصر العنصر المحدب على الجزء العلوى من قطاع المنحدر، ولهذا يشيع استخدام مصطلح «التحدب القمّى» للمنحدر Summital Convex-ity بين الجيومورفولوجيين. وتنشأ القطاعات والعناصر المحدبة بواسطة عمليات التعرية، وهى لذلك دائماً مكشوفة حرة، ونادراً ما تغطيها طبقة رقيقة جدا من الفتات الصخرى الدقيق. ويشيع وجود المنحدرات المحدبة بالنطاقات المناخية المعتدلةالرطبة، وبأنواع معلومة من الصخور خصوصاً الصخور الجيرية والطباشيرية، ومع هذا فإننا نصادفها فى نطاقات مناخية أخرى، كما تظهر فى أنواع متباينة من الصخور.

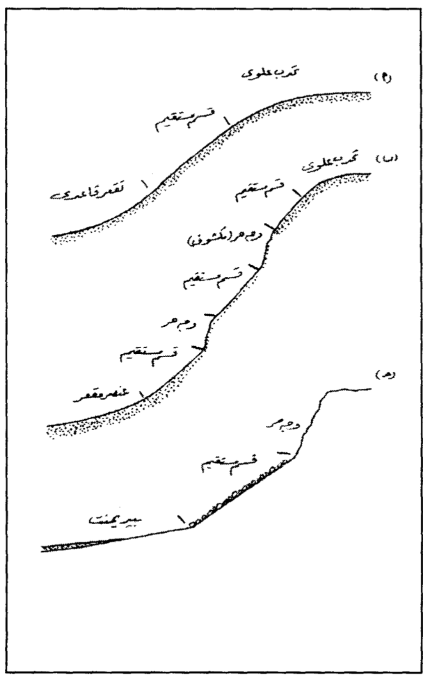
أشكال المنحدر المركبة :

تنشأ أشكال المنحدر المركبة Composite Slope Formsمن مجموعة من العناصر السالفة الذكر فى قطاع منحدر واحد. وأكثر المجوعات شيوعا من أشكال المنحدرات المركبة هى ما يلى:

المنحدر المحدب ـ المستقيم ـ المقعر : Convex - rectilinear - concave

يتألف هذا المنحدر من قسم محدب علوى، وقسم مستقيم أوسط، وقسم مقعر. وينتهى كل قسم إلى القسم الذى يليه متدرجا تدرجا هيِّنا بحيث تكوِّن الأقسام الثلاثة قطاعاً لطيف التقوس. وتعد أشكال هذا المنحدر مثالية لمنحدرات الصخور اللينة الضعيفة كالصخور الرملية والصلصالية فى أراضى انجلترا الواطئة، وهنا تتنوع البيئات الطبيعية

من مكان لآخر تبعا للتباين فى أطوال وارتفاعات المنحدرات، وفى زوايا الانحدار العظمى للأقسام المستقيمة، وفى الأهمية النسبية لعناصر المنحدرات الثلاثة. وقد تنشأ سلسلة من الأقسام المحدبة والمستقيمة والمقعرة مكونه لشكل منحدر مركب Complex Slope form، وذلك فى المناطق التى يتنوع فيها نوع الصخر، وتتابع فيها الطبقات الصخرية الصلدة المقاومة للتعرية وتلك الضعيفة التى تستجيب بسهولة لتأثيرها، أو حيثما يهبط مستوى القاعدة الذى يتسبب فى نشأة نقاط تجديد شباب متتابعة.



شكل (١٢٤) أشكال منحدرات مركبة

المنحدر المركب المتعدد العناصر:

ينشأ قطاع منحدر مركب متعدد ومتكرر العناصر، ويختلف بالتالى اختلافاً بينا عن المنحدر المركب السابق، وذلك في المناطق التى تتعاقب فيها طبقات صخرية صلبة وأخرى لينة ضعيفة، وتتمكن الأنهار من نحت مجاريها بعمق، كما وتكون عمليات التجوية نشطة وفعالة. ويتألف قطاع هذا المنحدر من عدد من الأوجه الحرّة Free Facesالتى ترتبط بالطبقات الصلبة، وأقسام منحدرات مستقيمة يشكلها الفتات الصخرى Debris Controlled فى الصخور الطباقية الضعيفة السهلة التجوية، وعناصر محدبة عليا (قميّة) وأخرى مقعرة سفلى (قاعدية)، وقد تتضائل العناصر المحدبة والمقعرة حتى تتلاشى كلية.

المنحدر المركب في المناطق الجافة:

فى المناطق الجافة التى تتألف من صخور بلورية صلبة أوحتى من صخور جيرية مندمجة صلدة،نجد المنحدر وقد تألف من وجه حرٍّ علوى، تبلغ زوية انحداره نحو ٤٠ درجة وأكثر، ومنحدر أوسط، تتحكّم فى درجة انحداره الجلاميد Bolder-Controlled Slope التى تبلغ ٢٥ درجة وأكثر، وهنا وهناك على سطحه قطع صخرية كبيرة مبعثرة إما أن تكون ناشئة من تجوية محلية، أو ساقطة من الوجهِ الحرّ (أو الجرف) أعلاه، وأخيراً عند حضيض القطاع يوجد العنصر المقعر، الذى يسمّى بيديمنت Pediment، بانحدار يتراوح بين سبع درجات ونصف درجة، وفى العادة يتألف من صخر مكشوف، وقد تغطيه غلالة من الرمال الدقيقة الحبيبات، تمرّ على العنصر المقعر ، فى طريقها إلى محيط البديمنت الصخرية.

العمليات المشكلة للمنحدرات

نظريات تعزو شكل المنحدر لعملية واحدة:

جرت محاولات كثيرة مبكرة للتعرف على العمليات المشكلة للمنحدرات، وكانت تتركز بداءة على الربط بين عملية واحدة وشكل المنحدر، مثل فعل الماء الجارى وزحف التربة، وتأثير تلك العملية فى أشكال المنحدر البسيطة كالعنصر المحدب والعنصر المقعر. ومن بين المحاولات المبكرة ما اقترحه «فينيمان» N.M.Fenneman عام ١٩٠٨ لتفسير تكوين قطاعات المنحدر المحدب المقعر Convexo-concave بواسطة فعل الماء الجارى وحده. فهو يرى أن كمية الجريان المائى السطحى أثناء فترة سقوط المطر على المنحدر العلوى تكون صغيرة، وتأخذ شكل شريط رقيق من الماء الجارى، الذى ما يلبث أن يصبح مكتمل الحمولة بالحبيبات الدقيقة التى التقطها من المنحدر. وتزداد الحمولة باتجاه أسفل

المنحدر عن طريق التقاط مزيد من مكونات الحبيبات بواسطة المياه التى تأتى من أعلى المنحدر مع إضافات مائية متزايدة عن طريق المطر، وتبعا لذلك تزداد التعرية بالإبتعاد عن قمة المنحدر، التى تتحول إلى التحدب بمرور الزمن. وتتلخص آراء «فينيمان» فى أن **التعرية المائية السطحية غير المركزة** Unconcentrated **هى التى تفسر تحدب الأجزاء العليا من قطاعات المنحدرات.**

ورغم مـا يمكن إثارته من جـدل فى صـحـة نظرية «فـينيـمـان» فـإن هورتون R.E.Horton، قد عززها فى عام ١٩٤٥ بدراسات تحليلية دقيقة عن فعل الماء الجارى فوق المنحدر، وأوضح أن **الماء الجارى لا يملك قدرة كافية لإحداث تعرية عند قمة المنحدر،** لأن الانحدار يكون هيِّنا جدا، وكمية المياه صغيرة. وبالإتجاه نزلاً نحو أسفل المنحدر يزداد تدفق المياه، وتبعا لذلك يتضح تأثيرها التحاتى فى المنحدر. ويرى «فينيمان» أن العنصر المقعر من المنحدر هو الذى يحدد قسم المنحدر الذى عنده يزداد التدفق المائى السطحى ويتحول إلى صورة جدولة مائية، وتبعا لذلك يتحول الجريان الغطائى غير المركز Unconcentrated إلى العديد من المسيلات المائية المتجاورة ذات التأثير التحاتى الفعال، وهى التى تتمكن من تكوين العنصر المقعر الذى تطبعه التعرية المائية فوق قسم من المنحدر. وطبيعى أن يزداد التأثير كلما كبر حجم المياه فى تلك المسيلات حتى تتمكن من نقل الحمولة عبر انحدارات هيِّنة.

وتبدو نظرية «فينيمان» غير مكتملة لأنها أهملت تأثير عمليات أخرى مهمة يشيع وجودها وتأثيرها فى تشكيل المنحدرات خاصة فى المناطق الرطبة التى تتميز بوجود عمليات تحركات المواد من النوع المتدفق فوق المنحدرات. ففى كثير من الحالات ترى لتلك التحركات دورا مهما فى نقل الفتات الصخرى نحو حضيض المنحدر.

ويُعدُّ «جيلبيرت» G.K.Gilbert (1909) أحد الرُّوَّاد الأوَلْ الذين تصدّوا لتفسير تكوين العنصر المحدب العلوى للمنحدر عن طريق عامل آخر يتمثل فى **«زحف التربة»** Soil Creap. فهو يرى أن التحدب العلوى للمنِحدر يِعزى لفعل زحف التربة، وأن سمك التربة أو غطاء التجوية لا يزداد عادة بقدر يذكر من أعلى المنحدر إلى أسفله. ولشرح نظريته ناقش «جيلبيرت» حالة منحدر تغطيه طيقة من مواد التربة تزحف نحو حضيضه. وإذا ما أخذنا فى الاعتبار ثلاث نقاط على سطح المنحدر: أ ، ب ، جـ ، (شكل رقم ١٢٦) فإننا سنجد أن كمية المواد الزاحفة والمارة بالنقطة «ب» تمثل سمك الطبقة المجواه من القطاع «أب»، وعند النقطة «جـ» تمرّ المواد المجواه من القسم «أب»،

مضافا إليها المواد التى جوِّيت من القسم «ب جـ». وهذا معناه أن كمية مواد التربة التى تعبر أى نقطة على سطح المنحدر تتناسب مع المسافة المحصورة بينها وبين قمة المنحدر. ولما كان غطاء المواد المجواه لا يزداد سمكه بالاتجاه نحو حضيض المنحدر، فلا مناص من افتراض زيادة سرعة مستمرة للزحف نحو قاعدة المنحدر، لكل زيادة مضطردة فى كمية المواد المارة بكل نقطة. ولما كانت الجاذبية الأرضية هى العامل الوحيد الذى يمكن إرجاع زيادة السرعة إليه، فإنه ينبغى لزيادة تأثير الجاذبية الأرضية أن يزداد انحدار المنحدر بالاتجاه نحو أسفله، إلى أن يستجد عامل آخر يمارس التأثير، **وهو فى العادة فعل المياه**.

ومن بين النظريات التى تفترض عملية واحدة لنشأة التحدب العلوى نظرية «لوسون» A.C.Lawson (1932) الذى يرى أن تعرية غسل المطر Rainwash Erosion تعدُّ عملية تشكيل مهمة للقسم العلوى من المنحدر، إذ تعطيه الشكل المحدب. ونظريته تختلف عن نظرية «فينيمان» فى أنه يقترح أن غسل المطر يكون مؤثرا عند قمة المنحدر وبالقرب منها. وفى اتجاه أسفل المنحدر تزداد حمولة مياه المطر (غسل المطرRainwash) من الرواسب، وبالتالى يتناقص تأثيره التّحاتى فى البداية ثم أخيراً يتوقف. ويرى «لوسون» أن تحدب المنحدر يتحول أسفل النقطة التى عندها تتوقف التعرية إلى تقعر قاعدى Basal Concavity ينشأ عن ترسيب المواد التي تأتيه من أعلى المنحدر. وفى رأيه أيضا أنه عند كل مرحلة من مراحل تطور المنحدر، تزال كتلة من المواد شبيهة الشكل بالهلال من المرتفع أو من أرض ما بين الأودية، وتبعا لذلك يزداد تقوس ذلك المرتفع وتلك الأراضى اتساعا باستمرار.

وبناء على آراء «لوسون» التى عرضناها، ينبغى أن تنخفض وتتراجع التضاريس بمرور الزمن، كما تتضائل زوايا انحدار المنحدر باستمرار، وهى كلها مقترحات تشبه إلى حد كبير أفكار «ديفيز». وتواجه نظرية «لوسون» عدة صعوبات رئيسية: منها ما قام به «هورتون» R.E.Horton من دراسات، وما يمكن أن يصل إليه الفرض المسبق والاستقراء والاستنتاج، كلها تشير إلى صعوبة قبول فكرة تعرية عظمى لقمة المنحدر، وهى منطقة يجب أن يتصف عندها الجريان السطحى بأنه أقل ما يمكن حجماً وأضعف ما يكون سرعة. كما أن نظرية «لوشسون» لم تشرح بوضوح كيفيةنشأة التحدب العلوى للمنحدر بواسطة الغسل السطحى Surface wash. أضف إلى ذلك أنه مادام حجم وسرعة ومن ثمّ قدرة الماء الجارى يجب أن تزداد فى اتجاه أسفل المنحدر، فإن تناقص التعرية فى نفس الإتجاه يبدو غير منطقى. والصعوبة الأخيرة التى تقف دون قبول نظرية «لوسون» أن التقعر الذى ينشأ عند قاعدة المنحدر لا ينشأ دائما بسبب الإرساب، بل إنه يشيع تكونه وتشكيله نتيجة للتعرية.

نظريات مركبة لتفسير نشأة شكل المنحدر :

وجدنا أن استخدام عملية واحدة مفردة لتفسير نشأة شكل المنحدر غير كافية. لذلك فقد اقترح الجيومورفولوچي الفرنسي «بوليج» H.Baulig (1940,1950) وجهة نظر معقولة تتمثل في استخدام **«غسل المطر» و«زحف التربة»** كليهما معاً لتفسير شكل المنحذر، ورأى أنهما معا يؤثران على قطاع المنحدر على الأقل فى مناطق المناخات الرطبة، وقد يسود تأثير أحدهما فى قسم من القطاع ويؤثر الثانى فى قسم آخر منه. وهكذا نرى المنحدر المحدب المقعر فى المناطق المعتدلة الرطبة يتأثر بالماء الجارى فى اتجاه قمته وعندها تأثيرا طفيفا، وذلك لأن كمية المياه تكون قليلة، وحيث يكون التدفق السائد، وهو «التدفق الغطائى» Sheet Flow ضعيفا جدِا كعامل تعرية وكعامل إرساب. وتتكاثر كميات المياه فى اتجاه أسفل المنحدربسبب ما يضاف إلى مياه التدفق الغطائى من مياه الأمطار، علاوة على إمكانية انخفاض نفاذية التربة فى نفس الإتجاه، كما يتحول التدفق الغطائى إلى التركيز فى جداول Rills مائية، تكون أقدر على القيام بتأثير تحاتى فعّال، وتلك الجداول هى المسؤلة عن تشكيل العنصر المقعر عند أسافل المنحدر. أما العنصر المحدب فى أعلى المنحدر فينشأ عن تأثير زحف التربة وحده، ويرى «بوليج» أن تأثير زحف التربة عند أسفل المنحدر أقل فعالية من تأثير تعرية الجداول.

ويبدو واضحا أن نظرية «بولينج» قد جمعت مع التعديل أفكار كل من «فينيمان» (١٩٠٨) و «چيلبيرت» (١٩٠٩). ومن بين ما ركزت عليه آراء «بوليج» أنه بمرور الزمن يتغير التوازن بين كل من العمليتين الرئيسيتين، وينعكس هذا التغير فى التوازن على قطاع المنحدر كله. ذلك أنه فى أواخر دورة التعرية، حِينما تتضاءل التضاريس وزوايا انحدار المنحدر، تضمحل عملية زحف التربة، وتصبح مواد غطاء التجوية دقيقة جدا، وتبعاً لذلك تصبح عمليات الغسل هى السائدة على قطاع المنحدر، لأنها أقدر على الاستمرار فى فاعليتها على المنحدر الذى أصبح هيِّن الانحدار جدا بحيث يعاق نشاط زحف التربة. وهكذا يتسع باستمرار التقعر القاعدى، بينما يتناقص امتداد التحدب العلوى (تحدب القمة)، ونتيجة لذلك يتألف السهل التحاتى Peneplain من منحدرات مقعرة.

وهناك بديل منهجى للمواءمة بين مختلف أشكال المنحدرات والعمليات المؤثرة التقعر القاعدى، بينما يتناقص امتداد التحدب العلوى (تحدب القمة)، ونتيجة لذلك يتألف السهل التحاتى Peneplaio من منحدرات مقعرة.

وهناك بديل منهجى للمواءمة بين مختلف أشكال المنحدرات والعمليات المؤثرة فى التشكيل مؤداه أن نفترض أ ن الغسل بواسطة مياه المطر Rainwash وزحف التربة لا

يتصارعان فى العمل، وإنما يتعاونان فى إنشاء أشكال مختلفة فوق مختلف أجزاء قطاع المنحدر. ففيما سبق شرحه فى نظرية «جيلبيرت» يمكن نظريا اعتبار **زحف التربة هو المسئول عن تقعر القطاع تجاه حضيض المنحدر،** نظراً لأن حبيبات التربة عندئذ تكون أدقّ وأكثر رطوبة، وتبعاً لذلك تكون أكثر حركة. ويمكن أن نتوقع نفس الظروف فى قسم المنحدر الذى تسوده **تعرية عظيمة النشاط للجداول المائية،** وهى القادرة على تشكيل التقعُّر أيضاً. أما فى القسم العلوى من المنحدر فإن التأثير المتزايد **لتعرية غسل مياه المطر** نزلا من القمة ينشئ التحدب العلوى، إضافة إلى معاونة **زحف التربة.**

وإذا ما اعتبرنا غسل المطر وزحف التربة كليهما يمثلان عامل نقل موحّد وظيفته تحريك وإزالة المواد الناتجة عن التجوية فوق المنحدر، فإنه يتطلب زوايا منحدر أشد انحدارا نظرا لأن كمية المواد المراد تحريكها تزداد بالتدريج كلما ابتعدت عن قمة المنحدر، وتبعا لذلك ينشأ تحدب قطاع المنحدر. والواقع أن العمليتين كلتيهما يشتد تأثيرهما ويزداد نحو أسفل المنحدر بسبب كبر حجم كمية الرواسب وازدياد سرعة الغسل وتعزيز قابلية التربة للزحف، ومن ثم يتم نقل هذه الحمولة ولو من الوجهة النظرية عبر عنصر منحدر مقعر، يزداد وضوحا عند حضيض المنحدر. وحيثما ظهر قسم مستقيم فيما بين عنصر محدب علوى، وعنصر مقعر قاعدى، دلّ ذلك على حدوث توازن فيما بين زيادة الحمولة نحو أسفل المنحدر، وازدياد قدرة النقل فوق المنحدر.

تطور المنحدرات

لقد تبنّى كثير من الجيومورفولوچيين الطريقة التطورية التى ابتكرها ديفيز (١٩٠٩) W.M.Davis، ومهد لها من قبله جيلبيرت G.K.Gilbert (١٩٠٩) وهم يعترفون بتعقد مشكلة تطور المنحدرات، ويحاولون تفهمها وتفسيرها بعبارات عامة بواسطة عملية يمكن تلخيصها بمصطلح الاستقراء والاستنتاج Inductive or Inference المبنى على مجموعة ثرية من الملاحظات الحقلية. والسؤال الذى كان يدور بذهن «ديڤيز» سيّد هذه الطريقة وبأذهان تابعيه: كيف تطورت المنحدرات الحالية بمرور الزمن لتصل إلى أشكالها الحالية؟ وحاولوا الإجابة على هذا السؤال عن طريق المفاهيم التى تتضمنها دورة التعرية أو الدورة الجغرافية (الچيومورفولوچية) لديڤيز. وتتلخص هذه المفاهيم فى أن المنحدرات الحالية هى نتاج التخفيض الرأسى، وأن قطاعات المنحدرات تخفٌّ تدريجيا بمرور الزمن، وتقل درجات انحدارها خلال مراحل الدورة، من انحدار شديد فى مرحلة الشباب إلى انحدار أقل فى مرحلة النضج، ثم إلى انحدار هين فى مرحلة الشيخوخة. وينبغى أن نشير هنا إلى أن كينج LC.King (١٩٥٧) يرى أن شدة انحدار المنحدر تبقى محتفظة بكيانها حتى الوصول إلى مرحلة الشيخوخة، وأن أهمَ تغيُّر فى تطور شكل جديد ينصبٌّ

على امتداد وتوسيع المنحدر القاعدى Basal Slope أو ما يُعبَّر عنه بمصطلح بيديمنت Pediment. وعلى الرغم من أن الطريقة الاستقرائية والوصف التفسيرى الذى إنتهجه «ديفيز» وتابعوه يفتقر إلى الدقة التى يبدو أنها تميز المنهج الكمى الهندسى، فإنها تتميز بوضع المنحدر بحالته فى مكان الصدارة، كثيرا ما تصل إلى نتائج طيبة.

نظرية ڤالتر بينك: Walter Penck

ولقد عرض عدد من الباحثين أفكارا ونظريات أكثر دقة وتفصيلا تخص تطور المنحدرات، يأتى فى مقدمتهم الچيومورفولوچى الألمانى ڤالتر بنك W.Penck، وهو نجل ألبيريشت بنك رائد الدراسات الخاصة بچيومورفولوچية العصر الجليدى. وقد نشر مؤلفه «التحليل المورفولوچى» فى عام ١٩٢٤ بالألمانية، وترجم للإنجليزية عام ١٩٥٣. ولقد كانت هناك صعوبة فى فهم أفكار «بنك»، ربما لأن بعضاً منها مختلف تماما عما درج عليه الچيومورفولوچيون منذ عهد «ديفيز»، أو لأنها فى بعض الأحيان قد أسيء فهمها. فقد اتخذ «بينك» منهجا خاصا غير تقليدى حين اعتبر أن الهدف الرئيسى للبحث الچيومورفولوچى هو الوصول إلى معلومات تفيد وتساعد فى شرح وتوضيح الحركات التكتونية أو التاريخ التكتونى لقشرة الأرض، أو بعبارة مختصرة أن الدراسة الچيومورفولوچية وسيلة مساعدة لتاريخ الأحداث التكتونية التى أصابت سطح الأرض.

فهو يرى أن الأحداث التكتونية قد تركت بصماتها على الطبيعية فى صور واضحة مثل نشؤ الإلتواءات والإنكسارات وسلاسل الجبال والهضاب الضخمة، وكذلك من خلال تأثيراتها على ظواهر التعرية، ومنها على الخصوص منحدرات جوانب الأودية. وقد توصل «بنك» إلى هذه النتيجة عن طريق الاستقراء والإستنتاج المبنى على فروض مسبقة من جهة، وبواسطة الاستناد إلى حقيقة أنه وجد من خلال دراسته لوحدات بنيوية معلومة وجيدة التحديد فى الحقل، أن كلاً من تلك الوحدات تتميز بمنحدر له شكل محدّد، سواء كان محدباً أو مستقيما أو مقعراً، وزاوية انحدار عظمى. ومن الواضح أن تلك المنحدرات لا تعكس مجرد تأثير المناخ السائد أو نوع الصخر المحلى. ذلك أن المناخ يؤثر فى منطقة واسعة فيها تتباين المنحدرات فى الشكل وفى زوايا الانحدار، كما وأن الصخر قد يتباين تباينا كبيرا فى كل وحدة بنيوية. ويرى «بنك» أن تلك الظاهرة يمكن تفسيرها برأى مقنع مؤداه أن منحدرات جوانب الأودية كان يتحكم فيها أصلا درجة أو معدل التعرية النهرية، وهى فى حدّ ذاتها دالّة لمعدل الرفع الذى تعانيه الوحدات البنيوية.

ويرى «بنك» أن ابتعاد مفاهيم «ديفيز» عن الصواب فيما يخص تطور أشكال سطح الأرض بوجه عام، وتطور المنحدرات بوجه خاص، قد نشأ أصلا عن اعتقاده الراسخ بأن

دورة التعرية تبدأ بعملية رفع غاية في السرعة، بعدها تسود فترة ثبات بنيوى أثناءها تقوم التعرية بعملها دون عائق. والواقع أن رفع كتل اليابس يمكن أن تطول جدا، وغالبا ما تعاصر التعرية، وينبغى أن تؤثر عمليات تكتونية فى مسار تلك التعرية، وأشكال سطح الأرض الناشئة عنها. وترتكز نظرية «بنك» أساسا على الاعتقاد بأن المنحدرات لا تغير شكلها بالضرورة فى مراحل تطورية بمرور الزمن، كما هى الحال فى نظرية «ديفيز» المعروفة باسم «تخفيض أو تضاؤل المنحدر Slope Decline»، وإنما تتغير أشكال المنحدرات والنمط أو الأسلوب الذى تتغير به تلك المنحدرات، بواسطة عامل متحكم له السيادة، ألا وهو معدل النحت الرأسى للأنهار التى تجرى عند قواعد أو أسافل المنحدرات. ويرى «بنك» أن المنحدرات المحدبة تتشكل حيثما كانت الأنهار تنحت رأسيا بمعدل سريع Accelerating rate، وأن المنحدرات المقعرة تنشأ حيثما كانت الأنهار تنحت مجاريها رأسيا بمعدلات متباطئة أو متأنيّة Decelerating rate، بينما تتكون المنحدرات المستقيمة على جوانب الأنهار التى تنحت رأسيا بمعدلات معتدلة منتظمة **Constant rate**. ويرى «بنك» أن معدلات النحت الرأسي للأنهار كما حدّدها فى غاية الأهمية. ويوازى ما ذكرناه سابقا تلك الصلة التى ارتآها. «بنك» بين أشكال المنحدرات والتاريخ التكتونى لإقليم معلوم تخترقه أنهار: فالمنحدرات المحدبة تتشكل فى فترات الرفع السريعة (يوازى النحت النهرى الرأسى السريع)، والمنحدرات المقعرة تتكون فى فترات الرفع المتباطئة (النحت الرأسى المتباطئ للأنهار)، والمنحدرات المستقيمة أثناء عمليات الرفع المعتدلة المنتظمة (النحت النهرى الرأسى المعتدل).

ويرتبط مفهوم التراجع المتوازى للمنحدرات The parallel retreat of slopes باسم «ڤالتر بنك». وقد أقدم «بنك» على دراسة مشكلة تكوين وتشكيل المنحدرات بمنهج أو طريق الفرض المسبق أساسا، كما فعل «ديفيز»، فقد ألف عددا من افتراضات رئيسية أساسية، تخص الأشكال الأصلية للمنحدرات، ودور العمليات المشكلة لها، ومن خلال تلك الفرضيات خلص إلى نتائج منطقية تخص التغير الذى يصيب شكل المنحدر بمدى التغير في التعرية النهرية، والواقع أن نظرية «بنك» تبدو رياضية الأسلوب، ولو أنه لم يستخدم الأرقام.

ويمكن إجمال افتراضات نظرية «بنك» في النقاط التالية:

- شكل منحدر التعرية لا يتأثر بطريق مباشر بواسطة العمليات الدائبة العمل على سطح المنحدر. ذلك أن تلك العمليات تقوم بوظيفة عوامل النقل فقط، أى تحرك وتزيل مواد التجوية الموجودة على أوجه المنحدر، وبعبارة أخرى تقوم بدور «ناقل مواد تجوية Weathering removal»، ومن ثمّ تسبب إعادة كشف لواجهة الصخر المكون للمنحدر ليتعرض من جديد لفعل عمليات التجوية.
- يتحدّد معدل تراجع المنحدر بدرجة انحداره، ولذلك فإن المنحدر الشديد الانحدار يتأثر

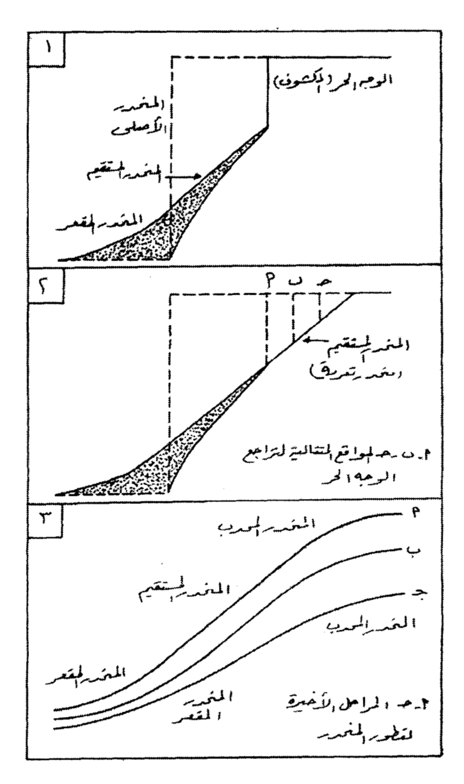
بعمليات التجوية وإزالة نتاجها أسرع مما يحدث لمنحدر لطيف الإنحدار، الذى تُبطئ عليه سرعة تحرك المواد وإزالتها من فوقه، فتبقى مكونة لطبقة تحمى وجه الصخر من فعل التجوية. ونتيجة لذلك فإن منحدرا شديدا يقع أسفل منحدر هين لطيف ستصيبه التجوية ويتراجع بمعدل أسرع من المنحدر الذى يعلوه، والذى يصبح معلقًا فينهار بالجاذبية الأرضية. أضف إلى ذلك أن المنحدرات الشديدة على كلا جانبى مقسم مياه سوف تنهار عن طريق التراجع السريع، وتحل محلها منحدرات هيِّنة لطيفة تنشأ عند قواعدها. وهنا تظهر نظرية أو مفهوم أساسى يعد إضافة مهمة من إضافات «بنك» فى دراسة المنحدرات، ألا وهو مفهوم **«إحلال المنحدر»** Slope replacement.

- لأغراض الدراسة التحليلية لأى منحدر حتى لو كان تقوسه لطيفا هيِّنا، يمكن اعتباره مكوناً من عدد أقسام مستقيمة أو «وحدات منحدر» Slope units، ومن الممكن أن تكون تلك الوحدات صغيرة جداً، كما هى الحال فى قطاع منحدر به يتميز بالإنحناء أو تكون ذات امتداد كبير كما هى الحال فى قطاع منحدر به قسم مستقيم كبير أو على واجهة منحدر.
- تنشأ هذه الوحدات عادة عند قاعدة المنحدر. وفى حالة أودية الأنهار تنشأ هذه الوحدات بواسطة التعرية النهرية، وفى هذا تأكيد لحقيقة أن معظم منحدرات جوانب الأودية لا تنشأ ولا توجد إلا عن طريق النحت الرأسى Vertical Corrasion .
- كل وحدات المنحدر مهما كان حجمها وزاوية انحدارها تعانى تراجعا متوازيا Parallel retreat، وذلك بسبب انكشافها وتعرضها بانتظام لعمليات التجوية.

وقد بدأ «بنك» شرح مفاهيم نظريته بمثال يختص منحدر صخرى مستقيم شديد الانحدار يجاور واديا فيه تمكن النهر من الوصول إلى مرحلة توقف خلالها النهر عن النحت وعن الإرساب، مع العلم بأن النهر كان السبب فى نشأة هذا المنحدر، وفى مثل هذا الوضع النظرى، يأخذ المنحدر المستقيم فى التراجع المتوازى بسبب فعل عمليات التجوية على جميع امتداده، وتأخذ المواد المجواه فى التحرك والانهيار بقوة الجاذبية الأرضية (عبّر بنك عن إخلاء وجه المنحدر بتعبير «ناقل مواد التجوية» Weathering removal) نحو أسفل المنحدر، ولا يبقى من المجواه سوى بعض منها يتراكم عند أسفل المنحدر مجاورا لمستوى النهر مكونا لما سماه بنك «منحدر النقل» Slope of transport ولا تستطيع مواد «منحدر النقل» أن تتحرك من مكانها نظراً لعدم وجود انحدار أسفلها. ويتحرك قطاع المنحدر تراجعيا من الموضع أ، إلى الموضع ب. وفى المرحلة التالية يتحرك القطاع تراجعيا من الموضع ب إلى الموضع جـ، ومرة أخرى يتبقى قسم من المواد فى موضع عنده يكون الإنحدار أسفله غير كاف لتحركه، وتتوالى المراحل المصحوبة بتراجع قطاع المنحدر وتكوين منحدر تراكمى. وهكذا نرى، أنه كلما تكرر تراجع المنحدر، يستمر تناقص طول قطاع المنحدر الأصلى، ويتكون منحدر قاعدى

Basal Slope سلّمى جديد Step-like سمّاه «بنك» Haldenhang. وينبغى هنا أن نشير إلى أن الطراز شبه السلمى الخاص بالمنحدر القاعدى لا وجود له بالفعل، ذلك أنه ينشأ من التقسيم الخاص بتطور المنحدر على مراحل معلومة. ففى الحقل يظهر المنحدر مستقيما، وقد تغطيه طبقة منتظمة من المواد الصخرية المجوّاه التى تتحرك نزلا من قاعدة المنحدر الأصلى نحو النهر (أنظر شكل ١٢٥).

ويتطور المنحدر باستمرار عمليات التراجع المتوازى، ويتوالى تكوين منحدر قاعدى تلو الآخر، ومن ثم يتوالى تكوين منحدرات ذات زوايا انحدار أدنى. ويمرور الزمن تتعدد وحدات انحدار لطيفة هينة. **والنتيجة النهائية تكوين منحدر قاعدى مقعر**. ويحدث فى آخر الأمر أن يتحطم القسم العلوى من المنحدر الأصلى الذى يشكل جانبا من نطاق ما بين الأودية النهرية Interfluve، وتبعا لذلك يحدث تخفيض للتضاريس وتضاؤل فى زاوية انحدار المنحدر. وبخلاف ما يقال، فإن «بنك» يرى أن تدمير المنحدر وتضاؤل زوايا انحداره أمر محتوم، **إلا حيثما كان معقدا بواسطة عامل تعرية نهر عند حضيض المنحدر**.



شكل (١٢٥) تطور المنحيات المقعرة

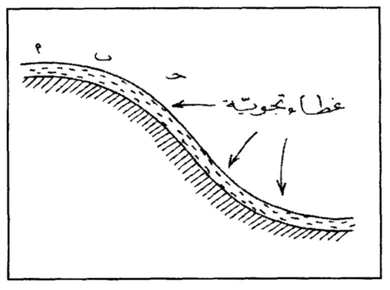
فوق جوانب نهر ينحت رأسياً تبعاً لما يراه بينك

ولتوضيح الوضع الأخير يحسن أن نشير إلى تحليل «بنك» لتطور منحدر مجاور لنهر ينحت مجراه نحتا رأسيا بمعدل معتدل منتظم Constant Rate . ففى هذه الحالة نجد المنحدر الأصلى، يتراجع ويزداد طوله بثبات، ويحتفظ دائما باستقامته وبزاوية انحداره، دون أن تنشأ وحدات منحدر جديدة، كالمثال السابق الذكر، وذلك ما دام النهر ينحت رأسيا مخفضا لقاعه بالمعدل المعتدل المنتظم الدقيق. وفى هذه الحالة نرى التراجع المتوازى يشمل قطاع المنحدر كله. أما إذا ما تباطأت تعرية النهر أو توقفت تماما، فإن المنحدر يتغير بما يماثل المنوال الذى سبق شرحه. وقد درس «بينك» تطور المنحدرات حينما تقع تحت تأثير تعرية نهرية سريعة وأخرى بطيئة Accelerating and de-celerating erosion . وهو يرى أن الحالة الأولى تؤدى إلى تكوين منحدرات محدبة (تقابل التطور المتعاظم Waxing development عند «وود» A.Wood ـ ١٩٤٢) بينما ينشأ عن النحت النهرى البطيئ تقعُّر المنحدرات (تقابل التطور الهين الضعيف عند «وود» Waning development) . ويرتضى «بينك» إمكانية تشكيل تحدب محدود للمنحدرات بواسطة عوامل أخرى. مثال ذلك أن القسم العلوى من منحدر مستقيم، الذى ينشأ نتيجة لنحت نهرى بمعدل معتدل ومنتظم (مرحلة التطور المعتدل المنتظم Constant de-velopment) يصير مستديرا rounded لأن المواد المجواه تزول من فوقه بصفة مستمرة، ويستحيل أن تحل محله وحدة منحدر جديدة تأتى من أعلاه، ذلك أن الصخر يبقى مكشوفا معرضا للتجوية فيتراجع بسرعة تفوق كل وحدات المنحدر الأخرى الواقعة أسفل منه.

ويبقى جوهر نظرية «بينك» ممثلا فى أن شكل المنحدر وزاوية انحداره يتحددان بمعدلات تعرية الأنهار. وتلك الفكرة هى أساسا محل نقاش وجدال بين كثير من الجيومورفولجيين. والواقع أنه لا يشك فى استجابة المنحدرات للنحت النهرى بالأساليب التى وصفها «بينك»، لكن ينبغى أن نأخذ فى الحسبان عوامل أخرى لها أهمية حقيقية فى التأثير على شكل أى منحدر، وتتضمن هذه العوامل التركيب الكيميائى للصخر، ومدى مساميته ونفاذيته، وما به من شقوق وفواصل وسطوح انفصال طبقى، ومقدار زوايا الميل الطبقى، ومعدل تعرية النهر عند حضيض المنحدر، والظروف المناخية، وطبيعة ومعدل عمليات التجوية، وطبيعة ومعدل عمليات النقل مثل الزحف والغسل، وطبيعة غطاء النبات النامى، وما قد يحدث من حركات أرضية معاصرة.

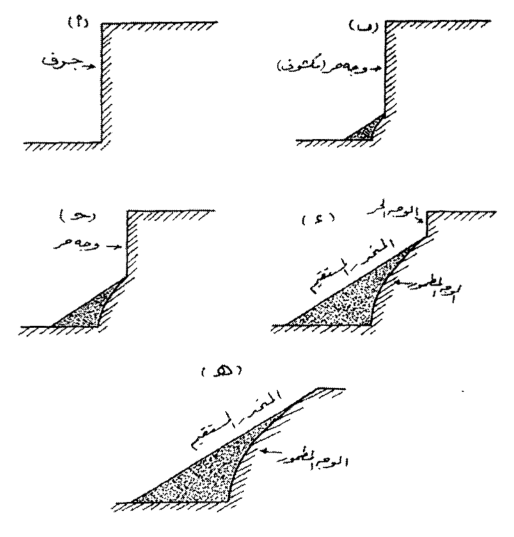
وهناك صعوبة تتعلق بمفهوم تعادل المنحدرات Graded Slopes (Equilibrium). ذلك أن حالة تعادل أو توازن لمنحدر لا يمكن إرجاعها وربطها بالضوابط المؤثرة عند حضيضه وحدها، ويقصد بها التعرية النهرية، ذلك أن حالة التعادل يجب أن تتأثر أيضا

بعوامل تأتى من أعلى المنحدر، وتتمثل تلك العوامل على الخصوص فى مقدار وكمية الحمولة وكذلك حجم غسل السطح Surface wash، حيثما تأثر قطاع المنحدر بتلك العوامل عند مكان معلوم من سطحه.



شكل (١٢٦) تفسير نظرية جيلبيرت

وتتضمن نظرية «جيلبيرت» (G.K.Gilbert,1909) ترجيحا للدور الفعال الذى تقوم به تلك العوامل المذكورة آنفا فى تحديد شكل المنحدر وتقرير زاوية انحداره، ورغم أن نظرية جيلبيرت ليست كلها مقبولة، فإن بعض أصولها يبدو مقبولا. لكن «بينك» لا يرى أهمية لتلك العوامل فى تشكيل المنحدر ودرجة انحداره، فهو يعتقد أن درجة انحدار المنحدر على أية نقطة عليه ترتبط ارتباطا وثيقا بسرعة التجوية وبتأثير عمليات النقل عند تلك النقطة. وأفكار «بينك» بوحدات منحدر يتراجع تراجعا متوازيا فيه يتساوى معدل التراجع بمعدل إزالة المواد المجواه، تبدو مقبولة لأنها متوازنة وأقرب ما تكون إلى التعادل. ومع هذا لا ينبغى أن نغفل دور تأثير المواد المجواه التى تتحرك من أعلى المنحدر نحو حضيضه، وقد أكد على أهمية هذا الدور «ألان وود» A.Wood عام ١٩٤٢، وشرحه تفصيلا فى بناء نظريته الخاصة بتطور المنحدرات.



شكل (١٢٧) تطور المنحدرات تبعاً لما يراه «ألان وود»

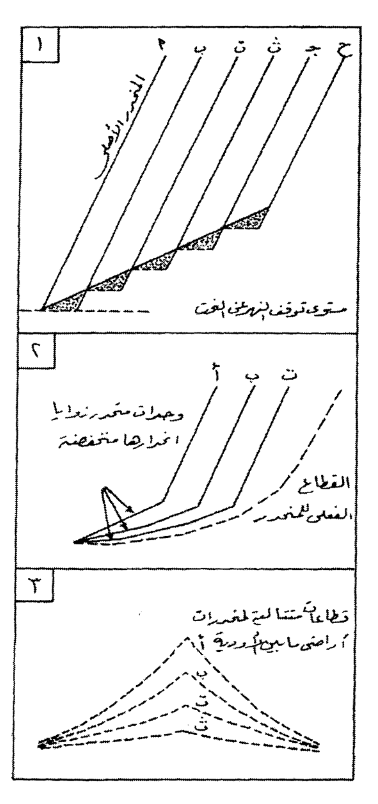
نظرية ألان وود: A.Wood

وقد بدأ وود بمنحدر يأخذ شكل جرف قائم الوجه سماه «الوجه الحر» Free face، يحتمل أن يكون قد نشأ أصلا بواسطة عمليات التعرية أو عن طريق الحركات الأرضية كالإنكسارات. وحالما يتأثر الوجه الحر بعمليات التجوية يأخذ فى التراجع، وتتحرك المواد المجواه منه نزلاً نحو حضيضه حيث تتجمع وتتراكم مكونة لمخروط إرسابى Scree or Talus. وبمرور الزمن ينمو المخروط الرسوبى صعدا على المنحدر، بينما يتناقص طول الوجه الحر ويزداد تراجعه. ويتحدد انحدار المخروط الإرسابى بواسطة زوايا استقرار الفتات الصخرى الذى يتكون منه. وطالما لم يحدث أى تغيير فى كمية الحطام الصخرى، فإن منحدر المخروط الإرسابى يحافظ على نفس زاوية انحداره، ومن ثمّ يشكل ما سماه «وود» المنحدر المستقيم Constant Slope. ويتشكل أسفل مواد المخروط الإرسابى منحدر صخرى محدب، تماثل زاوية انحدار جزئه العلوى زاوية انحدار المنحدر المستقيم.

وترجع نشأة تحدب المنحدر الصخرى أسفل مواد المخروط الإرسابى (المنحدر المستقيم Coștant Slope) إلي تعرض الوجه الحرّ للتجوية فترات طويلة كلما نما المخروط الإرسابى صعدا. ذلك أن المواد المجواه من الوجه الحرّ الذى يقصر طوله بمرور الزمن تتضاءل تدريجيا، كما وتفترش على مساحات متزايدة من سطح المخروط، ولهذا يبطئ المخروط فى نموه صعدا، فيتعرض الوجه الحرّ فترات أطول لفعل التجوية، ومن ثم يتراجع بمعدل سريع يفوق تراجعه فى أجزائه السفلى. ولهذا يبدو المنحدر الصخرى أسفل المخروط محدبا (أنظر شكل ١٢٧).

وليس من شك فى أن هذا الوضع لن يستقيم ويبقى بهذا الوصف إذا ما تدخل عامل تعرية كالماء الجارى القادر على إزالة قسم من مواد المخروط الإرسابى. فإذا حدث فى أعقاب فترة نمو للمخروط الإرسابى أن بدأت التعرية إزالة قسم من مواد المخروط تساوى تماما كمية المواد المجواه التى يمكن أن تضاف لأعلى المخروط من تجوية تراجع الوجه الحرّ، ومن ثم تبقى كمية المواد المكونة للمخروط كما هى دون تغيير. ولما كان تراجع الوجه الحرّ سيستمر فإن المنحدر المستقيم (سطح المخروط) سيمتد صعدا، مارا بالصخر المكون لأسفل الوجه الحرّ، ومن ثم سيمارس فعلا إرسابيا وتحاتيا كليهما. ويصبح القسم الممتدّ (العلوى) من المنحدر المستقيم «منحدر نقل Slope of transport»، وحينئذ تتحدد زاوية انحداره بمقدار ما يرد إليه من مواد تجوية من أعلاه ومارة به، ومن ثم يصبح مثالا طيبا لمنحدر تتحكم فيه مواد التجوية، ويعدّ نموذجا لمنحدر مستقيم الشكل Recti-linear. وينمو المنحدر المستقيم إلى النقطة التى عندها يتم استهلاك المنحدر الحرّ (أنظر أشكال ١٢٨، ١٢٩، ١٣٠).

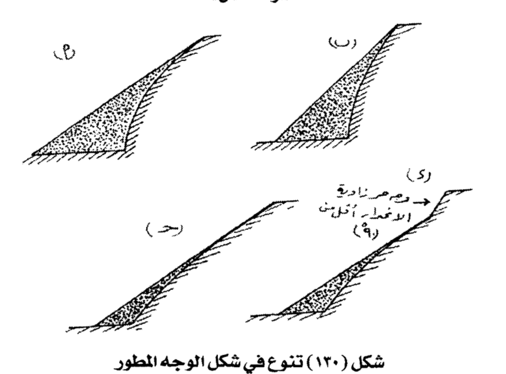
ويرى «ألان وود» أن استدارة ملتقى أو مكان الاتصال بين المنحدر المستقيم وسطح الهضبة أو قمة أراضى ما بين الأودية Interfluve Crest تعطى الفرصة لظهور تحدب علوى حول قمة المنحدر الأصلى سماه المنحدر المحدب Waxing Slope (مصطلح أخذه عن ڤالتربينك)، كما يعتقد أن الجزء السفلى من «المنحدر المستقيم» يصبح مقعرا سماه المنحدر المقعر Waning Slope (مصطلح مأخوذ من بينك أيضا) وذلك نتيجة لإزالة الفتات الصخرى الدقيق بواسطة التعرية من حضيض قطاع المنحدر. وعند الوصول إلى هذه المرحلة يصبح قطاع المنحدر مؤلفا من ثلاثة عناصر هى من أعلى إلى أسفل: عنصر محدب عند قمته، يليه قسم مستقيم، ثم عنصر مقعر عند حضيضه. وبمرور الزمن - يختفى العنصر المستقيم الذى يمثل أشد عناصر القطاع انحدارا، وذلك نتيجة لنمو العنصر المحدب نزلا، ونمو العنصر المقعر صعودا، ثم يلى ذلك تأثر كل من العنصرين المحدب والمقعر بعوامل التعرية، فيتضاءل المنحدر كله (أنظر شكل ١٢٩).



شكل (١٢٨) تصور لتطور المنحدرات

تبعاً « لبينك » ومن بعده « وود »

شكل (١٢٩) تصور لتطور المنحدرات تبعاً لآراء بنك ومن بعده « وود » يلاحظ ازدياد مسافة المنحدر المستقيم ابتداد من مرحلة التطور « ب » إلي مرحلة « د » وازدياد منحدر الغسل ابتداء من المرحلة « د » إلي المرحلة « م » ويبدأ تكوين التحدب العلوي في المرحلة « ل »



شكل (١٣٠) تنوع في شكل الوجه المطور

الفصل العاشر

السهول

والأسطح التحاتية

السهول والأسطح التحاتية

لقد منحت نظرية وليم موريس ديفيز (1899) W.M.Davis وتابعه جيلبيرت (1909) GK.Gilbert والتى تشتهر باسم «الدورة الجغرافية» ونتاجها النهائى المعروف بإسم «السهل التحاتى» Peneplain، دراسة أشكال سطح الأرض قاعدة فكرية مهمة، اعتنقتها كثرة من الجيومورفولوجيين، واعتبروها أساساً لأبحاثهم. لكن أفكار «ديفيز» واجهت الكثير من الاعتراضات والنقد خصوصاً فى ألمانيا. فقد لاحظ كل من «بسّارجى (1912) S.Passarge و «هيتنر» (1921) A.Hettner عديداً من أوجه النقص فى نظرية «ديفيز» وأثار كل منهم الشكوك فى افتراضاته واستنتاجاته، وأكدا ضرورة فحص ودراسة دقيقة لتأثير المناخ على العمليات الخارجية وغموض مصطلحات «الشباب والنضج والشيخوخة» لوصف خصائص أشكال سطح الأرض، وقد درس كل من «ألبريشت بينك» (1919) A.Penck و «فالتر بينك» (١٩٢٤) إمكانية تزامن التفاعل بين حركات قشرة الأرض والعمليات الخارجية، وتلك أفكار جديدة لا تتضمنها دراسات «ديفيز». وبالمثل هناك مصطلحات وأفكار أخرى «لبينك الإبن» تخرج عن مضامين تعاليم ديفيز. مثال ذلك الفرق بين السهل الأصلى Primaerrumf، والسهل التحاتى النهائى Endrumf، و أن أشكال سطح الأرض المنبسطة، وتلك التى تنحدر أنحداراً هيّناً أو شديداً، يمكن أن تكون تعبيراً عن التوازن بين عمليات الرفع والهبوط، وما يترتب على ذلك من فكرة أنه بمرور الزمن تنشأ سلسلة بل سلاسل من الأشكال الأرضية التى تتصف بالإنحدار الشديد والهين بل والإستواء.

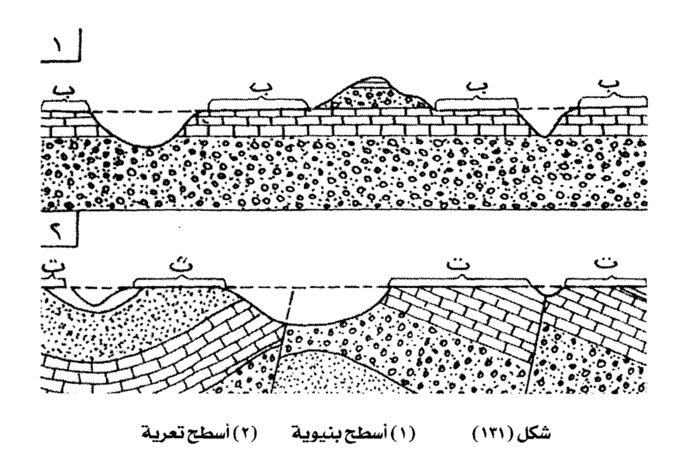
والواقع أن كل هذه الآراء والأفكار ماهى إلا تهذيب وتحسين لما اعتنقه ونادى به «ديفيز» أساساً، من أن أشكال سطح أى قطعة من سطح اليابس ماهى إلا تعبيراً عن الحركات التكتونية فى قشرة الأرض والعمليات الخارجية التى تؤثر فيها. ولقد أظهرت الأبحاث الحديثة معلومات جديدة مهمة، لعل أظهرها ما أستجد من أفكار تخص التباين الذى تسببه ظروف المناخ فى الأشكال الأرضية التى توجد فى المناطق التى يسودها فعل الماء الجارى، وقد تبلورت تلك الأفكار فيما يسمى **«الجيومورفولوجيا المناخية»** Climatic Geomorphology، التى لا شك قد أثرت تأثيراً شديداً فى أصول أفكار «ديفيز»، وفرضت شكوكاً حول تعاليم «ديفيز» الخاصة بالدورة الجغرافية أو «دورة التعرية» ومفهوم «السهل التحاتى» Peneplain.

«نظرية ديفيز»

يتمثل جوهر نظرية «ديفيز» فى أفتراض تطور سطح منطقة معلومة بمرور الزمن وبتأثير عمليات التعرية إلى سطح يشبه السهل، ويقترب منسوبه أو إلى سطح البحر، ويمثل المنتج النهائى لعمليات التعرية، هذا إذا لم تتدخل عوامل تحدث اضطراباً وتحولاً أو إنحرافاً فى التطور. ولقد تبدو هذه النظرية مقنعة من وجهة النظر المنطقية الصرفة، لكنها تقابل الكثير من العقبات. ولقد أوضح «ديفيز» بنفسه أن المراحل النهائية لهذه العملية تتطلب فترة زمنية طويلة جداً، أثناءها يتناقص أنحدار الأنهار بصفة مستمرة. وهنا يبرز السؤال فيما إذا كانت فترات الاستقرار والهدوء بل والتوقف التكتونى الطويل الأمد قد حدث بالفعل. ويقرر «ديفيز» أن تلك الفترات المستقرة تكتونيا يجب أن تكون قد حدثت بالفعل ما دامت سهول أو أسطح التعرية موجودة فعلاً. كما أشار إلى وجود أسطح التعرية Erosion Surfaces فى كثير من المناطق الجبلية، وأنتهى إلى القول بأن عمليات الرفع أثناء فترات النشاط التكتوتى قد قامت برفع تلك الأسطح المنبسطة التى سبق ونشأت على مناسيب منخفضة.

ولقد تعرَّف «ديفيز» على إمكانية وجود مستوى قاعدة تعرية على مناسيب عالية فوق مستوى البحر، وذلك فى الأقاليم الجافة، ورأى، نظرياً، إمكانية تكوين سطح تعرية أو «سهل تحاتى» Peneplain محلياً على تلك المناسيب العالية، وما دام قد تمَّ العثور على بقايا نباتية بل وعلى تكوينات فحم فى طبقات على نفس المناسيب العالية، وذات صلة بتلك الأسطح التحاتية، فإن ذلك يُعدُّ دليلاً واضحاً على مناخ رطب، وتصريف مائى كان يصل إلى البحر، وبناء على ذلك استنتج «ديفيز» أن حالة الجفاف الحالية بما تتصف به من مستوى قاعدة مرتفع لا ينهض اعتراضاً أو معوقاً مهما لنظرية السهل التحاتى Peneplain أو السهل التحاتى النهائى Endrumf القريب من مستوى البحر.

وإنه أمرُ جوهرى لنظرية «ديفيز» أن السطح التحاتى النهائى لا يتطور ويتحقق إلا عند مستوى يقترب جداً من مستوى مياه البحر باعتبار هذا المستوى مستوى القاعدة النهائى، وخلاف ذلك ينقضى ويختفى استخدام وتطبيق تلك النظرية. بمعنى أن وجود تلك الأسطح التحاتية المقطعة العالية المنسوب يشير بالتأكيد إلى حدوث حركة رفع للمنطقة فى أعقاب تكوين السهل أو السطح التحاتى.



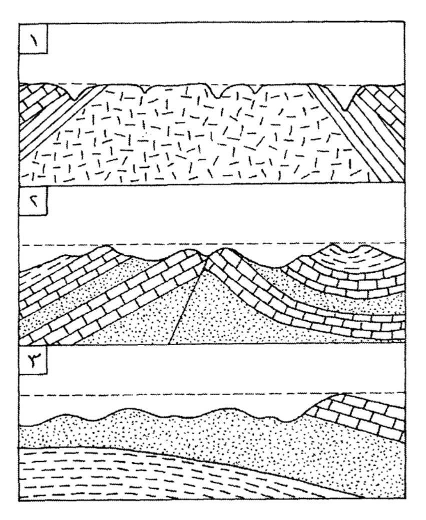
شكل (١٣١)　(١) أسطح بنيوية　(٢) أسطح تعرية

تكوين الأسطح التحاتية علي ارتفاعات كبيرة في المناطق المدارية الفصلية المطر

أظهر الكثير من الأبحاث أن الأسطح التحاتية ذات الشكل الشبيه بالسهل المنبسط لا تتكون حالياً قريباً من سطح البحر فحسب، وإنما تنشأ كثيراً على ارتفاعات كبيرة فى المناطق التى تنصرف مياهها إلى البحر. فلقد وصف «بورنهارت» (1900) A.Borhardt أسطحاً تحاتية تتكون من صخور «النيس» على ارتفاعات بين ٣٠٠-٤٠٠ متر فى منطقة ماجدجى Madjedje فس ظهير ليندى Lindi فى شرق أفريقيا، وعليها تبرز التلال الجزيرية (المنفردة) Inselberge بمنحدرات شديدة. وما تزال عمليات التعرية مستمرة فى توسيع السطح التحاتى بتأكل وتراجع تلك التلال المنعزلة المتبقية. وتبعاً لذلك يمكن القول بأن تسوية سطح اليابس فى مثل هذه المناطق دائم ومتزايد على ارتفاعات مئات من الأمتار فوق منسوب البحر.

وقد ميَّز «كريبس» (1933) N.Krebs سهلاً صخرياً تحاتياً يبلغ اتساعه ٨٠كم فى منطقتى مادورا Madura وتنيفيلى Tinevelli بالهند يبلغ ارتفاعه ٢٠٠ متر بانحدارات

تتراوح بين ٢ ٪ - ٣ ٪، وتوجد به تلال جزيرية متبقية. وتبعاً لدراسات «جيسين» O.Jessen (1936) فى أنجولا بغرب أفريقيا، تبين أن هنالك أسطحاً تحاتية فى منطقة بلانالتو Planalto يصل ارتفاعها إلى ما فوق ١٧٠٠ متر، وهى تتميز باتساع قيعان أوديتها وانبساطها، وبأراضى ما بين أودية مموجة السطح، ويزداد اتساع أطرافها، وتعمل التعرية وعمليات التجوية على تقطيع واكتساح أعالى المرتفعات المحيطة بها. وهذا يعنى أن تكوين أسطح التعرية Rumpfflaechen (Erosion Surfaces) فى المناطق التى تجد لها تصريفاً مائياً إلى البحر فى وقتنا الحاضر يتم على ارتفاعات تزيد على ١٠٠٠ متر. وبطبيعة الحال ليست هذه الظواهر شائعة فى كل المناطق التى تتميز بجريان مائى سطحى كعامل رئيسى للتعرية والإرساب، وإنما توجد فقط فى أنماط مناخية معلومة، وبوجه خاص فى مناطق السافانا، أو المناطق المدارية التى تتميز بتعاقب فصول ممطرة وأخرى جافة.



شكل (١٣٢) فعل التعرية بدرجات متفاوتة
في سهول تحاتية أصابتها عوامل الرفع التكتوني

هدم الأسطح التحاتية في العروض الوسطي

فى كثير من النطاقات المناخية لانجد أدلة تشير إلى تكوين أسطح تحاتية في وقتنا الحالى، وإنما توجد شواهد واضحة على هدم وتخريب أسطح تحاتية سابقة. ويعدُّ نطاق الغابات فى العروض الوسطى المعتدلة مثالاً طيباً لذلك. ومن بين أراضيه تلك الأسطح التحاتية المنخفضة التى تمتد مجاورة للساحل، والتى منها ما يوجد بغرب فرنسا ممتدة من إقليم «نورماندى» Nòrmandy إلى نهر الجيروند Gironde فهنا يقع سطح تحاتى فوق كتلة أرموريكا Armorican Massif فيما بين كوتينتين Cotentin إلى فندى Vendee ، وهو سهل تحاتى منخفض يدانى مستوى سطح البحر. ويحسن هنا أن نذكر بعضاً من تلك الأسطح التحاتية المنتشرة بغرب فرنسا: سطح يقع غرب كوتنتين Cotentin ، والنطاق الساحلى الواقع شمال غرب «بريست» Brest ، وسطح تحاتى شمال المدينة السابقة، وغيرها كثير، كل هذه الأسطح التحاتية قد نحتتها المجارى المائية بعمق (Kerbtal- einschnitten) فهى حالياً لم تعد تتسع وتمتد، بل على العكس من ذلك فهى تتعرض تدريجياً للتدمير الذى يصيبها منذ زمن بعيد نسبياً. ولا يقتصر وجود بيئة الأسطح التحاتية الممزقة على «كتلة أرموريكا»، ذلك أنها تتكرر فى أجزاء أخرى من فرنسا، على سبيل المثال فى منطقة «كين» Caen فى القسم الأدنى من نهر أورن Orne ، وفى محيط منطقة لاروشيل La Rochelle .

وأمثلة أخرى مشابهة نجدها على امتداد الساحل الشرقى لأمريكا الشمالية فى تلك المناطق التى لم تتأثر بغطاء جليد الزمن الرابع، وهى التى تقع إلى الجنوب من المصب الخليجى لنهر «هدسون». ويمتد السطح التحاتى هنا فوق إلتواءات البييدمونت Piedmont القديمة على طول خط يمّر بمدن فيلاديلفيا وبالتيمور وواشنجتون وريشموند، على ارتفاع يتراوح بين ٦٠-٨٠ متراً فوق مستوى البحر، وعلى بعد من البحر لا يقل عن ١٠٠ كم. ويبدو هذا السطح التحاتى هو الآخر مقطعاً ممزقاً بمجارى مائية عميقة ذات جوانب شديدة الإنحدار، مثلها فى ذلك مثل الغطاء الرسوبى الذى يغطى الصخور الأقدم التى يتألف منها الرصيف البحرى الأقرب إلى البحر. ومن الواضح أن تلك الأسطح التحاتية الفسيحة التى تؤلف البييد مونت وما يجاورها من سهول ساحلية تتعرض للتدمير، وبالتالى لا تتسع رغم تواضع ارتفاعها عن سطح البحر.

وقد أعلن كوباياشى (1965) Kobayashi عن مثيل لتلك الأسطح التحاتية التى تتعرض للنحت والتخديد والإنكماش والتقطع فى شرق كوريا حول مدينتى «سيول» و «بيونج يانج». ويقع هذا السطح التحاتى المسمى «راكورو» Rakuro على ارتفاع ٥٠ متراً فوق سطح البحر، وعلى بعد ٢٥كم من الساحل، ثم يرتفع إلى علو ٢٠٠ متر على بعد ٧٠ كم فى الداخل. ويجرى حالياً عدد من الأنهار فوق السهل التحاتى ذات جوانب شديدة الإنحدار، وهو الآخر، بسبب عمليات التعرية المائية، يتقطع وينكمش، ولا يجد فرصة للإتساع والامتداد.

وإذا ما أردنا تفسير نشأة تلك الأودية النهرية العميقة شديدة انحدار الجوانب بواسطة حركة رفع للأراضى عقب اكتمال تكوين السطح (السهل) التحاتى النهائى Endrumpf، فإننا ينبغى أن نفترض قدراً من الرفع يتلاءم ويتناسب مع هذا النحت الرأسى الكبير. وينبغى تقدير حركة رفع مقدارها لا يقل عن عشرين متراً فى المناطق الساحلية الفرنسية، ونحو خمسين متراً بالنسبة للمناطق الأخرى. ولقد نرى – بناء على ما تقدم– أن تغيراً صغيراً فى مستوى سطح البحر يمكن أن يحدث اضطراباً شديداً فى عملية بناء السطح (السهل) التحاتى. وإذا ما أخذنا فى الحسبان عمليات الطغيان البحرى على اليابس والإنحسار عنه Transgressions and regressions التى تعدّدت وتوالت خلال الزمن الجيولوجى، ناهيك عن الذبذبات الإيوستاتية فى الزمن الرابع، فإنه يصبح من الصعب جداً قبول ما ارتآه «وليم موريس ديفيز» من إمكانية حدوث فترات زمنية طويلة أثناءها تستقر قشرة الأرض تماماً وتتوقف عن الحركة، إضافة إلى ثبات مستوى سطح البحر، من أجل أن يستمر نشاط التعرية، وتسوى التضاريس وتحولها إلى سهول أو أسطح تحاتية قريبة المنسوب لسطح البحر.

وتختفى هذه المشكلة ولا تظهر إذا استخدمنا نظرية الجيومورفولوجيا المناخية فهى تعتبر هذه الأسطح التحاتية قد تكونت خلال الزمن الثالث، وأنها نشأت دون اعتبار لمدى الإرتفاع عن سطح البحر، وتوجد فوق هذه الأسطح بقايا تربات تجوية قديمة مماثلة للتربات التى توجد فى مناطق السافانا الحالية. وتبدو هذه الأسطح مموجة تموجاً لطيفاً مما يرجح نشأتها وتشكيلها على هذه المناسيب المرتفعة، وإن عمليات التقطيع والتدمير التى تصيبها حالياً تظهر أنها تعبير وانعكاس للتغيرات المناخية التى كانت تحدث منذ نشأتها. ولعل هذا يشير إلى حقيقة أن تلك المناطق العالية من أمثال أسطح تعرية مادورا وتينيفيلل (الهند)، وسهول كانفيرى Canvery العليا، وأسطح التعرية فى أنجولا، يمكن أن يصيبها التمزق بالتعرية إذا ما تحول مناخها إلى ظروف مناخ العروض المعتدلة الرطبة.

ويقول هيربيرت لويس (1957) H.Louis إنه لكى نجرى مقارنة بين الشخصية الفردية لبيئات الأسطح التحاتية المرتفعة فى كل من مناطق السافانا ومناطق العروض المعتدلة، ينبغى أن نتصور قارة أوروبية لم تمزق المجارى المائية مرتفعاتها الوسطى إلى كتل منفصلة تعرف الآن بأسماء: مرتفعات الخام Erzgebirge، غابة فرانكين Frankenwald، مرتفعات الراين، الأردن Ardennes، بريتانى، هضبة فرنسا الوسطى French Massif Central، وبالتالى تظهر تلك الكتل مجتمعة متصلة فتبدو مناطق مرتفعة تعلو بلطف، باستثناء حافات منعزلة أشد أنحداراً، عليها يمكن أن تجرى أنهار كبيرة فى أودية هينة الأنحدار، إذا ما ساد تلك المناطق أحوال مناخ السافانا. وفيما يختص بالدرجات Steps التى تكتنف تلك الأسطح العالية، فإن المجارى المائية ستعبرها قاطعة

مجاريها فى خوانق، لكن هذه الخوانق لا تقطع الأسطح التحاتية المدرجة Stepped erosion surfaces (Rumftreppen) فى المناطق المدارية الفصلية الرطوبة والمطر.

من هذا يمكن القول بأن تلك الأسطح التحاتية ليست فى الحقيقة أسطحاً نهائية Final erosion surface (Endrumf تبعاً لبينك و Peneplain تبعاً لديفيز)، ولم تكن كذلك أبداً، **فهى على الأرجح ظاهرات نشأت بتأثير ظروف مناخية معلومة فوق قاعدة تضاريسية مندمجة غير مقطعة** (Reliefsockel)، وأنها لم تقترب من المرحلة النهائية النظرية لعمليات تعرية.

ويرى لويس (H.Louis 1957) أن تلك الأسطح التحاتية ليست «أسطحاً تحاتية أصلية» Primaerumpfflaelchen بالمعنى الذى يقصده «فالتر بينك» الذى يرى أن تلك الأسطح ينبغى أن تكون أسطحاً تحاتية منبسطة، قد تكونت وتشكلت أثناء حركة رفع لطيفة هينة، بواسطة عمليات تعرية تساير وتجارى عمليات الرفع. وهنا يبرز التساؤل عن كيفية نشأة هذه الأسطح التحاتية التى لا تقترب من مستوى البحر والتى لا تمثل كلاً من سطح التعرية النهائى Peneplain، وسطح التعرية الأصلى Prinaerrumpf. ويعرض «لويس» إجابة لهذا التساؤل **أفكاراً تخص الجيومورفولوجيا المناخية**، ويعزو نشأتها للتفاعل بين عمليات مركبة ومتنوعة دائبة العمل لتشكيل وتكوين تلك الأسطح، وتعديلها أثناء تقطيعها وتكوين ظواهر فى محيط بيئاتها.

عمليات التسوية في نطاق شيوع الإنسياب الأرضي

نطاق الإنسياب الأرضى solifluction الذى يتألف من الأراضى القريبة من القطب والواقعة أعلى خط نمو الأشجار، ينتمى لبيئات التعرية المائية التى تتأثر تأثراً شديداً بأحوال المناخ، وتتمثل عوامل التعرية الرئيسية فى هذا النطاق فى تجوية الصقيع وفى عملية الإنسياب الأرضى. وكان لكل من البحاث: بوسر (1932,1936) H.POSER وترولى Trolle (1947, 1948) وبوديلJ.Budel 1948) (أبحاث رائدة فى هذا المجال الدراسى فى ألمانيا. وفى هذه المناطق تقوم سيول المياه المنصهرة من الجليد فصلياً بنقل حمولة المواد المجواه. وفيها يوجد تفاعل مكثف بين التعرية السطحية على نطاق واسع Surface denudation وعمليات النقل الخطى، وتبعاً لذلك سريعاً ما تبدأ تنشأ أشكال أرضية جديدة. ولقد سجل بوديل حشداً من أمثلة الأشكال الأرضية التى تنتمى للزمن الرابع، كالحلبات الجليدية Cirques والأحواض الطولية الجليدية Troughs الموجودة فى نطاق فعل الصقيع، التى قد تغيرت معالمها أو آزيلت بتأثير تلك العمليات. وتحدث عمليات الإنسياب الأرضى الملحوظة الواضحة Macrosolifluction أى تحرك التربة نحو حضيض المرتفعات بشكل ملحوظ فوق منحدرات هينة جداً، تبلغ درجة إنحدارها ٢ درجة، ورغم هذا فإن هذه البيئات قد تقطعها أودية عميقة ذات مقطع

عرضى بشبه الحرف الأجنبى Kerbtal)V) . وتعمل سيول المياه المنصهره من الجليد على زيادة تعرية المنحدرات عن طريق النحت الرأسى ، ومن ذلك ، وبسبب كثافة التعرية على نطاق واسع Denudation ، يمكن التعرف على مدى مجمل التعرية الممكنة لهذه المناطق ، التى لا شك تكون عظيمة جداً ، كما يؤكد بوديل ، ومن الممكن أن نزعم أن الإنسياب الأرضى الملحوظ كعملية تعرية على نطاق واسع ينبغى أن تسود كل ظواهر هذه البيئات ، إضافة إلى أن مجارى مياه إنصهار الجليد المحملة بالفتات الصخرى تستطيع أن تنحت أوديتها ، فإن النتيجة النهائية أن تنشآ بيئة طبيعيةتتميز بقطاع منحدر منبسط ، طفيف التحدب عند نهايته السفلى ، وتتصف أوديته بقيعان عريضة . **وتبعاً لذلك يمكن القول بنشأة بيئة سطح تحاتى يرتبط بعملية الإنسياب الأرضى** Solifluctionsrumpf

وهنا مرة أخرى نرى سطحاً تحاتياً ينتمى لنمط الأسطح التحاتية الجيومورفولوجية المناخية ، وهو نمط يمكن أن ينشآ بسرعة نسبياً . ومثل هذا السطح التحاتى لا يمكن أن يكون نهاية لتعرية قارية ،بمعنى السهل التحاتى (لديفيز) ، وذلك إن مثل هذا يمكن أن يتكون فوق مرتفع يصل إلى ١٠٠ متر بدرجة إنحدار مقدارها ٢ درجة لمسافة تصل إلى ٢,٥ كم . وتوجد أمثال هذه الأسطح التحاتية الناشئة عن عمليات الإنسياب الأرضي على مرتفعات منبسطة الأعالى فوق خط نمو الأشجار ، مثل هضبة التبت ومرتفعات الآنديز ، كما سبق وذكر ترول (١٩٤٧، ١٩٤٨) فى أبحاثه.

الأسطح التحاتية في المناطق الجافة

عُرفت الأسطح التحاتية وتمت دراستها فى المناطق الجافة مثلها فى ذلك مثل مناطق السافانا ومناطق تجوية الصقيع فى الأراضى المتاخمة للجليد منذ زمن بعيد ، فقد تبين آن القيعان المسطحة المنبسطة للآحواض الداخلية المغلقة ، مثل (البولسون) Bol-sonsالتى توجد فى غرب أمريكا الشمالية ، لا تتآلف من مواد إرسابية فحسب وإنما تتضمن آسطحاً صخرية أسفل طبقة رقيقة من الفتات الصخرى ، وتحيط بهذه وتلك مرتفعات لم يتم تعريتها وتمزيقها بعد، تنهض عالية على نحو مفاجئ بمنحدرات درجةإنحدارها متغيرة وغالباً ما تكون شديدة .

وقد تعددت الآراء فى كيفية تكوين الأسطح التحاتية فى المناطق الجافة ، ناقشها المؤلف فى الفصل الخاص بجيومورفولوجية الأراضى الجافة وشبه الجافة . وهى تتكون فى رأينا نتيجة لعوامل وعمليات متعددة أظهرها عمليات التجوية وتراجع الحافات ، والتعرية المائية بأشكالها ، وأخصها التعرية الجانبية Lateral erosion لمجارى مائية تخرج من نطاق المرتفعات وتنحت آسافلها جانبياً ، تلك المرتفعات التى قطعتها تلك المجارى المائية مكونه لأودية عميقة خانقية الشكل من نوع (Kerbtal) ولا شك أن

منحدرات الجبال فى الجهات الجافة تجود بكميات أكبر من الفتات الصخرى عن طريق التجوية أكثر من منحدرات جبال العروض الوسطى التى تغطيها النباتات . وهذا يفسر عظم الفتات الصخرى الذى تحمله المجارى المائية، كما يفسر آيضاً قطاعاتها ذات الإنحدارات الشديدة نسبياً، وتبعاً لذلك نتوقع أن يكون سطح التعرية الذى ينشأ عند حضيض المرتفعات كبيراً (أنظر جودة ١٩٧٢و ١٩٧٥و ١٩٩٦).

ويزداد انحدار المنحدرات من داخلية البولسون إلى نحو خمس درجات ، بل إلى عشر درجات فى بعض المواقع عند أسافل المرتفعات حيث يتقطع السطح التحاتى بعمق عن طريق أودية المجارى المائية (H.von Wissman,1931) وتنشأ أسطح تحاتية على إرتفاع يضاهى حوض التصريف المائى الداخلى ، الذى يعلو فى كثير من الحالات مستوى سطح البحر . مثل هذه الأسطح التحاتية تمثل ظاهرة مختلفة كل الإختلاف عن سطح السهل التحاتى الذى يراه ديفيز حتى لو أننا أهملنا الإرتفاع عن مستوى سطح البحر، وحتى لو حدث وأزيلت كل النتوءات الموجودة فوق هذا السطح التحاتى ، وتكون ما سماه (لوسون) (A.C.Lawson , 1915) مروحة التسوية Panfan ، فإنها لا تمت بصلة للسهل التحاتى Peneplain الذى صاغه (ديفيز) ، وإنما هى سطح تحاتى Erosion surface تكون بتأثير ظروف مناخية خاصة ، يظاهر منحدرات جبلية قد تكون عظيمة الإرتفاع .

وتختلف أسطح البيديمنت فى الجهات الجافة إختلافاً واضحاً عن بيئات السافانا التى تتميز بالتموج والوديان الضحلة ذات المقاطع العريضة الهينة للغاية، ذلك أن ظواهر التقطع بواسطة الأودية ذات النحت الرأسى الشديد V-shaped (Kerbtal) هى السائدة فى المناطق الجافة ، وبالرغم من أن التجوية الميكانيكية هى الشائعة ، فإن التعرية على نطاق واسع Denudation هى السائدة نظراً للإفتقار إلى الرّشح خلال سطح مندمج لمنحدرات عريضة . وتبعاً لذلك فإن المجارى المائية تتمكن من نحت أودية عميقة دون عائق. وتؤدى إلى تكوين مسيلات متعمقة (أخوار) Gullies (Racheln) وبيئات وعرة الطابع Badland - type landscapes. لكن هذه المجارى العميقة لا تصل فى عمقها عمق مثيلاتها فى المناطق الرطبة . ونظراً لآن التجوية الكميائية محدودة القيمة والتأثير ، فإن المجارى المائية تحمل حطاماً صخرياً خشناً هو نتاج التجوية الميكانيكية ، ويكون لهذه الحمولة الخشنة تأثيرها الفعال فى النحت الجانبى لأسافل الجروف الجبلية عند خروج المجارى من النطاق الجبلى ،إضافة إلى نحتها لسطح البيديمنت .

وتختلف أسطح البيديمنت فى المناطق الصحراوية إختلافاً كبيراًفى الشكل والعمليات المؤثرة عن أسطح التعرية فى بيئات مناطق السافانا ومناطق الإنسياب الأرضى فيما جاور القطب وفى أعالى المرتفعات ، وعلى الرغم من أن الأمثلة التى شرحناها تبدو

قليلة، لكنها تمثل بيئات مائية تختلف عن بعضها إختلافاً كبيراً للغاية من الوجهة المناخية ، وهى تبدو كافية التشخيص طبيعة التفاعل بين عمليات التعرية المتنوعة ، فلقد برهنت الأبحاث الجيومورفولوجية المناخية أنه بتأثير ظروف مناخية معلومة (فى بيئات السافاناوالجافة وشبه القطبية وفى أعلى المناطق المرتفعة) قد نشأت مساحات مستوية شاسعة المساحة بسرعة نسبية بواسطة عمليات التعرية ، وآن تلك الأسطح قد نشأت فوق يابس قديم على إرتفاعات كبيرة نسبياً عن مستوى سطح البحر ، وينبغى أن نشير إلى أن نطاقات مناخية أخرى ، خصوصاً نطاق الغابات المعتدلة ، ليست مناسبة إطلاقاً لتكوين أمثال هذه الأسطح التحاتية .

من هذا نرى أن السهل التحاتى Peneplain بمفهوم (ديفيز) الذى يتطلب تكوينه التوقف التام لحركات قشرة الأرض والإستقرار التام لمستوى مياه البحر على مدى فترات طويلة جداً من الزمن، أمر بعيد الإحتمال **وأن الأقرب إلى الصواب هو القول بأن كل الأسطح التحاتية** Erostion surfaces **ذات أصول نشأة جيومورفولوجية مناخية على النحو الذى شرحناه .**

تمييز أسطح التعرية

ينبغى لنا أن لا نُقصر البحث عن أسطح التعرية فيما جاور أو عند مستوى قاعدة التعرية الحالية فقط ، وإذا ما وجدنا أسطح تعرية ملاصقة لمستوى البحر الحالى ، فإن ذلك قد يكون مجرد موقع ، وتكون الحقيقة أن تلك الأسطح قد رفعت أو أصابها الهبوط وهى فى مواقعها الأصلية بواسطة حركات أرضية حديثة . وهناك شواهد عديدة تدل على أن البحر قد توقف عند مستواه الحالى لفترة قصيرة جداً ، ذلك أن مستوى قاعدة التعرية قد تغير عدة مرات خلال الزمن الرابع ، وهذا التذبذب فى مستوى مياه البحر قد حدث نتيجة إما لهبوط أو إرتفاع أيزوستاتى (توازنى) بسبب تراكم الجليد فى غطاءات ضخمة على اليابس ثم إنصهاره وعودة المياه إلى البحر ،أو لسبب إرتفاع وهبوط إيوستاتى لمستوى مياه البحر نتيجةلتغيرات فى كميات المياه المحتبسة على اليابس فى هيئة جليد . وهناك عامل آخر مهم يتمثل فى تناقص مضطرد لمستوى مياه البحر ، منذ أواسط الزمن الثالث ، وربما أقدم من ذلك، وبِحلولٍ عصر البلايوستوسين ، كان مستوى مياه البحر أعلا منه حالياً بنحو ٢٠٠ ، متر ويرجح بعض البحاث أن مستوى البحر كان أعلا منه حالياً خلال الزمن الثالث بنحو ٦٠٠ متر . وهناك من البحاث من يرى أن معظم أشكال سطح الأرض التى تقع دون منسوب ٢٠٠ متر ينبغى أن تنسب فى أصل تكوينها للزمن الرابع ، وتلك الأشكال التى يزيد منسوبها على ٢٠٠ متر ، قد تكونت أثناء الزمن الثالث ، هذا على الرغم من أن الأخيرة قد أصابها بعض التعديل بسبب الجليد وظروف مناطق هوامش الجليد ، ونظراً لأن عمر الزمن الرابع فى حدود المليون سنة ،

وهو عمر قصير ، فإن الوقت لم يكن كافياً آثناءه إلا لتكوين آسطح تحاتية محدودة جداً ، سواء كانت أسطح تعرية قارية وبحرية ، إرتبطت بالهبوط المتقطع لمستوى مياه البحر من علو ٢٠٠ متر فوق منسوبها الحالى .

ويتضح مما سبق أن أسطح التعرية الحقيقية قد عانت الكثير من فعل عوامل التعرية وعوامل التجوية ، مع التفاوت فى التأثير حسب العمر ، منذ بداية نشأتها وحسب عمرها الذى يرجع على الأقل إلى الزمن الثالث الذى أثناءه كانت قاعدة التعرية العامة عند مستوى أو أعلى من ٢٠٠ متر . وتبعاً لذلك يصبح من الصعب تمييز خصائصها الأصلية، كما يصير من العسير القول بأن الأسطح سهولاً تحاتية peneplanes تتضمن منحدرات محدبة مقعرة هينة التموج، أم أنها سهول بحرية Marine Planes تامة الإستواء أو بمنحدر متواصل هين للغاية من خط الساحل القديم. ويتوقف مدى التعديل الذى حدث لتلك الأسطح التحاتية بواسطة التعرية على عدد من العوامل. فكلما توغل السهل أو سطح التعرية فى القدم كلما كان أكثر تقطعاً وتجزئة، ما لم تغطيه طبقة من الرواسب تحميه وتعمل على الحفاظ عليه. ولا شك أن صلابة الصخر ومقاومته عامل مهم للغاية فى الحفاظ على مظاهر السطح التحاتى الأصلى. ذلك أن السهل التحاتى الذى ينشأ فى إقليم صخوره رسوبية ضعيفة، تتعدل خصائصه بشدة، بل قد تختفى كلية أثناء دورة تعرية لاحقة التى خلالها يتم تخفيض عام لسطح الإقليم، وعلى العكس من ذلك فإن السهل التحاتى فى إقليم يتميز بصخور نارية أو متحولة صلبة مقاومة يبقى على الزمن محتفظاً بكثير من خصائصه الأصلية. معنى هذا أنه لو حدث وتجاور سهلان تحاتيان يتماثلان أو يتشابهان فى خصائص السطح، أحدهما فى منطقة صخورها مقاومة والثانى فى منطقة صخورها ضعيفة غير مقاومة، فإن الأول يكون أقدم من الثانى بكثير. وهناك عامل آخر يؤثر على حماية خصائص أسطح التعرية وحفظها يتمثل فى تقارب شبكة التصريف المائى، التى تتأثر بدورها بالخصائص الجيولوجية والضوابط المناخية. وتبعاً لذلك فإنه كلما ازدادت كثافة شبكة التصريف كلما عجّل ذلك فى تحطيم الأسطح عن طريق إزالة أراضى ما بين الأودية Interfluve wasting.

ولقد توجد في البيئات الطبيعية الحالية أسطح تعرية بأشكال متنوعة:

- فمن الممكن أن نرى السطح يتألف من هضاب فسيحة، وقمم تقسيم مياه منبسطة، وكلها تأخذ نفس الارتفاع، أى على منسوب واحد تقريباً، ويحدث ذلك إذا ما كان مسطح التعرية حديثاً يرجع إلى أواخر الزمن الثالث، أو يعود إلي أقدم من ذلك لكن قد حمته وحافظت على خصائصه غطاءات من رسوبيات أحدث، أو أن قد نشأ وتطور فى إقليم صخوره شديدة الصلابة والمقاومة، أو أن شبكة التصريف المائى التى أثرت فيه كانت مفتوحة.

- وقد يتمثل السطح التحاتى فى مجرد تناسق وتطابق عام فى ارتفاع القمم الرئيسية بالمنطقة، وذلك إذا ما كانت الظروف الجيولوجية غير مواتية، أو يكون السطح موغلاً فى القدم، كأن يرجع إلى بداية الزمن الثالث أو إلى الزمن الثانى.
- أما إذا كانت كل الظروف معاكسة، أو كان سطح التعرية قديماً للغاية، فلاشك أنه قد أختفى وزال ولم يعد يمثل عنصراً يمكن تمييزه فى البيئة الطبيعية.

والواقع أن السهول التحاتية يمكن أن تظهر خصائص متباينة ما دامت تقطع أنماطاً من الصخور متنوعة وعديدة، وما دامت تصرف مياهها شبكات تصريف متباينة الكثافة. وحينما تتعرض شبكات التصريف لتجديد شبابها، فإن أسطح التعرية تعانى التدمير والتقطع فى بعض أجزائها دون البعض الآخر.

القســـم الثـــانى

أبحـــاث تطبيقيـــة

البحث الأول: الاكتساح والنحت بواسطة الرياح.

البحث الثاني: إقليم واحة مرادة بليبيا

البحث الثالث: تكوينات اللوس.

البحث الرابع: سهل بنغازي.

البحث الخامس: طرق بحث بتروجرافية للدراسة الجيومورفولوجية

البحث الأول

الاكتساح والنحت بواسطة الرياح

١- تطور البحث في تأثير الرياح على سطح الأرض وفي الصحاري:

فى النصف الثانى من القرن الثامن عشر أشار De Luc (١٧٧٦) إلى أهمية الرياح فى حمل الغبار؛ وعالج هذه الظاهرة أيضاً Elie de Beaument (١٨٤٥)، واعتبر الرياح من أهم عوامل النقل. وقد أشار كل من Virlet d'aoust (١٨٥٨) و Bravard (١٨٥٧) لأول مرة إلى أهمية تراكم الغبار فى تشكيل سطح الأرض. وقد استطاع Blake (١٨٥٥) أن يكتشف أهمية الرياح كعامل نحت ومن بعده استمر Gilbert (١٨٧٤) فى دراسة تلك الظاهرة. وكان O. Fraas (١٨٦٧) أول من شاهد عملية تشقق الصخور بفعل الذبذبة والتفاوت فى درجات الحرارة، كما أشار إلى تكوين القشور الصلبة.

وفيما يختص بالصحارى عموماً فقد وصف E. Desor (١٨٦٤) الصحراء الكبرى، واستطاع أن يميز بين الصحارى الهضبية أو صحارى الحماده Hamada، وصحارى التعرية (السبخة، الجوف، الحفرة، الداجا، الشط) والصحارى الرملية (عرق Erg أو Areg) كأنماط من طبيعة الأرض الصحراوية. وقد تمسك هذا الباحث بنظرية الرحالة القدماء (هيرودوت، وإراتوستينيس، وديودور، وسكيلاكس، وبطليموس) التى كانت تعتبر الصحارى قيعاناً لبحار قديمة. أما Pomel (١٨٧٢) فقد عارض تلك النظرية التى عاد فعضدها من بعده Peelagaud (١٨٨٠)، ولكن O. Lenz (١٨٨١) عارضها، ثم استطاع K. V. Zittel (١٨٨٣) أن ينقضها من أساسها بأبحاثه الجيولوجية والباليونتولوجية فى الصحراء الليبية. وقرر أن مظاهر التضاريس الصحراوية إنما تدين بوجودها وتكوينها إلى تضافر تأثير الجو والمياه العذبة لا إلى تأثير الأمواج. ولكنه حدد تأثير الرياح بقوله إنه يرى تأثير الرياح الحقيقى فى تكوين الكثبان وتوزيع وتنظيم الرمال؛ أما الحافات الشديدة الإنحدار والأراضى الصخرية والأودية الجافة التى رآها فى الصحراء فهى فى رأيه أدلة قاطعة على النحت بواسطة المياه.

وقد درس V. Richthofen (١٨٨٧) تأثير الرياح دراسة مستفيضة فى كتابه عن الصين، وتبلورت أبحاثه وأثمرت فى نظريته عن تكوينات اللوس Loess.

وقد تقدمت الأبحاث فى جيومورفولوجية الصحارى وتأثير الرياح بعد ذلك بفضل مجهودات وأبحاث Johannes Walther و Passarge و E. Kaiser.

٢- مجالات تأثير الرياح:

الرياح ظاهرة عالمية تنتشر فى كل أرجاء الأرض. لكنها لاتأتى كعامل مشكل لسطح الأرض إلا حيث تسود المحولة والجفاف، فهنا يصبح لتأثير الرياح أهمية جيومورفولوجية كبيرة، فالغطاء النباتى يكسر حدة احتكاك الرياح ويحمى التربة - إن لم يكن كلية فإلى حد كبير - من تأثير الرياح (انظر R. Geiger ١٩٤٣ ص ١٠٠ وما بعدها). وعلى العكس من ذلك نجد أن عمليات الحفر وقلب التربة وحرمان الأرض من نباتها، وتدخل الإنسان والحيوان فى تدمير النبات، كل ذلك يلائم عمليات التعرية الهوائية.

وعلى هذا نجد مناطق معينة تتميز بتأثير واضح للرياح هى (O. Maull ١٩٥٨، ص ٤٠٤):

١- المناطق الفقيرة فى نباتها والخالية من النبات حيث يسود الجفاف، أى مناطق الصحارى والاستبس وغيرها من الأراضى شبه الجافة.

٢- سواحل البحار وبعض البحيرات.

٣- الأراضى الحصوية النهرية والشطوط الرملية للأنهار التى تخلو من النبات، ويدخل ضمن هذه بعض الأراضى الفيضية.

٤- المدرجات الجبلية الفقيرة فى النبات أو الخالية منه.

٥- الأراضى البركانية الحديثة.

٦- الأراضى الجليدية.

٧- الطرق والأراضى الزراعية التى تخلو فترة من النبات (الشراقى).

وعلى العكس من ذلك لاتمارس الرياح أى تأثير واضح فى الأراضى التى يغطيها غطاء مائى كثيف، وفى الأراضى الزراعية (عدا ما ذكر منها تحت رقم ٧). وأيضاً نجد أنه فى المناطق تحت رقم ٣، ٤، ٥، ٦، تتدخل عوامل أخرى يندر معها تكوين أشكال مورفولوجية من تأثير الرياح.

٣- قوة الرياح:

من الممكن تعيين قوة الريح - كقوة الماء - بالقاعدة الآتية:

$\frac{ك \times س^{٢}}{٢}$ باعتبار حرف «ك» دالاً على كتلة الهواء المتحرك، وحرف «س» دالاً على سرعة الريح. وسرعة الرياح فى معظم الأحيان أكبر بكثير من سرعة المياه.

وتبلغ سرعة الرياح فى الجبال الشاهقة وعلى السواحل بين ٧ – ١٠ متر فى الثانية كمتوسط سنوى. ففى فالينتيا Valentia (جنوب أيرلندا) تبلغ سرعة الرياح ٧,٤ متر فى الثانية كمتوسط سنوى، وفى مرتفعات سينتس Saentis (جبال الألب – ارتفاعها ٢٤٤٠ متراً) ٧,٧ متر، وفى سون بليك Sonnblick (ارتفاعها ٣١٠٠ متر بجبال الألب) تبلغ سرعة الريح ٧,٥ متر كمتوسط سنوى، أما فى بايكس بيك Pikes Peak (بمرتفعات الروكى) فيصل المعدل السنوى لسرعة الرياح إلى ٩,٢ متراً فى الثانية. وتزداد سرعة الرياح على القمم المنعزلة التى يحيط بها فضاء واسع حتى ولو كانت قليلة الإرتفاع؛ ففى مونت واشنجتن Mount Washington فى شمال مرتفعات الأبلاش يبلغ المعدل السنوى لسرعة الرياح ١٥ متراً فى الثانية على الرغم من أن ارتفاعه لايزيد عن ١٩٥٠ متراً. ويمكن القول عموماً أن سرعة الرياح تشتد فى الأراضى الداخلية كلما ارتفعنا. ففى أراضى منطقة ناوين Nauen غربى برلين، تبلغ سرعة الرياح على ارتفاع ٢ متر ٣,٢٩ م/ ثانية؛ وعلى ارتفاع ١٦ م تبلغ سرعة الريح ٤,٨٦ م/ ثانية، وعلى ارتفاع ٣٢ م يبلغ المعدل السنوى لسرعة الرياح ٥,٥٤ م / ثانية.

ويشتد تأثير الرياح على الخصوص عندما تبلغ سرعة الرياح نهاياتها العظمى. ففى مرتفعات Saentis وصل المتوسط اليومى لسرعة الرياح ٣٢,٣ متراً فى الثانية، بل قد بلغت السرعة ٤٦,١ متراً / ثانية. ويحدث ذلك على الخصوص فى بعض أيام وسط الشتاء. وفى مدينة «زيوريخ» تصل النهاية العظمى لسرعة الرياح أحياناً إلى ٢٤ م / ثانية.

وعلى الرغم من أن سرعة الهواء المتحرك تفوق سرعة المياه الجارية بكثير، إلا أن الهواء أقل كثافة من المياه ودونها فى كتلها (ك) المتحركة، وبالتالى فإن قوة الهواء المتحرك أضعف من قوة المياه الجارية. ولايعتمد تأثير الرياح على كتلة الهواء وإنما على سرعته فى مكان التأثير. وعموماً لاتتحرك الرياح فى مسار ضيق محدود كما هى حال مياه نهر. ولكنها تهب على مساحة كبيرة فتصقلها، وتلائم نفسها بالبيئة الجديدة التى قد تتميز باختلاف فى طبيعتها، وتباين فى ارتفاعها. وتتفوق الرياح على الجليد المتحرك والمياه الجارية فى قدرتها على مقاومة الجاذبية الأرضية. فهى تتحرك صعداً إلى قمم المرتفعات وتهبط إلى أسافلها، وهى فى مسارها لاتتقيد بانحدار معين، ولهذا لايمكن للبيئة الطبيعية التى تشكلها الرياح أن تظهر فى صورة بيئة الأودية، ولكنها تتطور إلى مظهر البيئة الحوضية. وعندما يمر التيار الهوائى بعوائق فإنه يحتجز أمامها، فيزداد عنفاً، بينما يتوزع فى ظهيرها فتضعف قوته. ومع هذا فإن قوة الرياح الهابطة تشتد فيما وراء العقبة خاصة إذا كان الانحدار شديداً، ويزداد تأثيرها كلما كبرت زاوية الإنحدار.

ويصبح دوام تأثير الرياح دون تأثير المياه الجارية فى الجهات التى تهب عليها الرياح بانتظام. فتأثير الرياح يتغير بالتباين فى قوتها وفى اتجاهاتها وفى تكرر هبوبها. ويزداد تأثيرها عندما تهب على دفعات، وفى شكل هبات مختلفة السرعة؛ وكثيراً ما تتدخل مظاهر التضاريس فى إعاقتها أو فى تغيير اتجاهاتها؛ وكثيراً ما يحدث الخطأ فى تمييز الجانب المقابل للرياح من الجانب المظاهر لها. وإلى جانب التيارات الهوائية السطحية السائدة، هناك التيارات الصاعدة أو الدوامات التى تمتاز بقدرة كبيرة على الإمتصاص صعداً.

ولاتستهلك الرياح قوتها فى الهبوب فحسب، وإنما تقوم أيضاً بالنقل هبوطاً وصعوداً (E.E.Free ١٩١١). وذرات المواد التى تحملها الرياح هى التى تصنع «إغبرار الجو»؛ «والجو المغبر» كالماء العكر من تأثير ذرات المواد الدقيقة العالقة بهما.

وتتوقف مقدرة الرياح على النقل على سرعتها، وذلك حينما تظل كتلة الهواء المتحرك ثابتة. وقد أجريت عدة تجارب لتعيين مقدرة الرياح على النقل مع اختلاف السرعة وباستخدام رمال من الكوارتز، وكانت النتائج كالآتى: (J. Thoulet ١٩١١، وانظر أيضاً Sokoto ١٨٩٤ و Bagnold ١٩٤١)

	قطر الحبيبات بالمليمتر	سرعة الرياح متر / ثانية
رمل بالغ الدقة	٠,٠٣	٠,٢٥
	٠,٠٤	٠,٥
رمل دقيق جداً	٠,١٢	١,٥
رمل دقيق	٠,٢٥	٣,٠
	٠,٣٢	٤,٠
رمل متوسط	٠,٦	٧,٤
رمل خشن	١,٠٤	١١,٤

وتتحكم أيضاً فى كمية ما تستطيع الرياح نقله عوامل أخرى تختص بالحبيبات نفسها كشكل الحبيبة وموضعها. إذ تزداد مقدرة الرياح على تحريك الحبيبات والذرات التى تتميز بشكل غير منتظم.

وتستطيع عواصف الغبار وزوابع الرمال أن تنقل ما يحمله الهواء من مواد عبر مسافات شاسعة، قد تصل أحياناً إلى عدة آلاف من الكيلو مترات (L. Wittschell ١٩٣٠، Rodewald ١٩٣١) هذه العواصف والزوابع تهب من الصحراء الكبرى، إذ

تثيرها انخفاضات جوية تتحرك على طول حواف الأقاليم الجافة، وتلك هى العواصف التى أطلق عليها «تسيستلر Zistler» (١٩٢٦) إسم السيروكو Scirocco. ومثال تلك العواصف ما هب منها فى أيام ٩ – ١٢ مارس سنة ١٩٠١، فقد استطاعت تلك العواصف أن تنقل غبار الصحراء الكبرى الإفريقية إلى شمال القسم الأوسط من أوربا. وقد قدر وزن ما سقط منها من غبار فى شمال إفريقية بـ ١٥٠ مليون طن مترى، وفى إيطاليا ١,٣١٤ مليون، وفى النمسا والمجر ٣٧٥ ألف طن، وفى شمال ألمانيا –٩٣,- ألف طن (انظر Hellmann و Meinardus ١٩٠١). وفى شهر فبراير سنة ١٩٠٣ هبت عاصفة ترابية أعنف، أسقطت على أراضى غرب ووسط أوربا غباراً قدر وزنه بعشرة ملايين من الأطنان (Herrmann ١٩٠٣). ولا تتميز الصحراء الكبرى وحدها بظاهرة العواصف الترابية، فهناك جهات كثيرة من أنحاء العالم تعرف زوابع الغبار وتعانى منها، كشبه الجزيرة العربية والعراق وإيران، والقسم الداخلى من قارة آسيا حيث تنشأ فيه الزوابع التى تهب على الصين (انظر Guppy ١٨٨١ و Harrington ١٨٨٦ و Richthofen ١٨٨٧)؛ وعدا هذه المناطق هناك أيضاً شمال غرب الهند (Baddeley ١٨٩٩) واستراليا (Noble ١٩٠٤). ولايقتصر حدوث تلك العواصف فى المناطق الصحراوية فحسب بل نصادفها أيضاً فى الجهات شبه الصحراوية. فى أراضى الاستبس كما فى جنوب أفريقيا والسودان الغربى (تهب نحو خليج غينيا)، وأراضى الاستبس الروسية، وفى برارى أمريكا الشمالية، وتتولد هنا على الخصوص فى أراضى الغرب الجافة.

ويتكرر سقوط الغبار الآتى من الصحراء الكبرى فى أراضى وسط أوربا كثيرا وهو – عدا المثالين السابقين الواضحى التأثير – يظهر هناك فى شكل ثلج ملوّن؛ إذ يختلط بالثلوج المتساقطة فيخلع عليها لونه. ففى سنة ١٩٠٦ (٢٢ – ٢٣ مارس) تساقط ثلج مصفر اللون على مرتفعات الألب الشرقية فى جنوب النمسا وشمال إيطاليا (الألب الكارنية Carnic Alps). وفى سنة ١٩١٦ (٩ مارس) تساقطت ثلوج حمراء اللون على منطقة شتاير مارك Steiermark قرب جراتس Gratz بالنمسا. وفى سنة ١٩٣٦ (٢٨ فبراير) تلبدت سماء المنطقة سالفة الذكر بسحاب أصفر اللون ما لبث أن تساقطت منه ثلوج غزيرة صفراء اللون. وبعد مرور بضعة أيام من ذلك التاريخ انهمر مطر أصفر اللون على معظم الأراضى السويسرية. وقد تكرر حدوث هذه الظاهرة ست مرات فى مدى عام واحد (حتى ٢٤ مارس سنة ١٩٣٧) وشملت معظم مرتفعات الألب.

وعدا الغبار الذى يتكون من ذرات دقيقة، تستطيع الرياح أيضاً أن تحرك مفتتات صخرية وحصى يصل فى حجمه إلى حجم بيض الدجاج. فالرياح إذن تمتاز بقدرة على النقل من موضع، والإرساب فى موضع آخر.

٤- الاكتساح والنحت بواسطة الرياح:

تعتبر عملية التعرية بواسطة الرياح عملية مزدوجة تساهم فيها ظاهرتان يصعب تحديد أيهما أقوى تأثيراً. فعملية الإكتساح Deflation = Ausblasung بواسطة الرياح تؤدى إلى حمل ودفع وإزالة المواد الصخرية الهشة من غبار ورمال وحصى ذى حجم معين. أما عملية النحت Corrasion فتتم بواسطة انقضاض الرياح المحملة بالمفتتات الصخرية التى تتحول إلى عواصف رملية تقوى على مسح الصخور وبريها وصقلها، كما تستطيع نحر الصخر وحفره وتكوين كهوف وثقوب وخطوط غائرة. هاتان الظاهرتان – الإكتساح والنحت – تدأبان فى العمل وتتناوبان التأثير فى الصخر، وبهما يتم تأثير الرياح كعامل تعرية. فحينما ترقى عملية الإكتساح – بما ترفعه وتحمله من حطام صخرى – إلى مرتبة النحت، تبدأ عملية النحت فى تفكيك الصخر وتفتيته وإعداده للإكتساح، ثم يبدأ النحت من جديد. ولهذا فإن طبيعة الصخر عامل من العوامل الهامة التى تتوقف عليها قدرة تأثير كل من الإكتساح والنحت.

وهناك خلاف بين الجيولوجيين والجيومورفولوجيين فى تقييم قدرة كل من الإكتساح والنحت على تشكيل سطح الصحارى. فيرى كل من والتر J. Walther (١٨٩١ و ١٩٠١ و ١٩٢٤) الذى درس التعرية الهوائية فى صحراء حلوان، وشفينفوث Schweinfurth (١٨٩٦) وكايزر E. Kaiser (١٩٢٣ و ١٩٢٦ و ١٩٢٧) الذى قام بأبحاثه فى صحراء ناميب Namib (انظر الخريطة فى نهاية البحث) أن عملية الإكتساح أهم وأبعد أثراً، وإليها يرجع الفضل فى تكوين الأشكال الكبيرة فى الصحراء، بينما يعمل النحت على تكوين الأشكال الصغيرة فقط. ويعتقد هذا الفريق من الباحثين أن النحت بواسطة الرياح يقتصر تأثيره على الأراضى البالغة الجفاف والمحولة، بينما يشمل تأثير الإكتساح مجالات أوسع رقعة وامتداداً.

وقد عارض بسارجى Passarge (١٩٠٩ و ١٩٢٤ و ١٩٢٦ و ١٩٣٣) هذا الرأى، وقال إن صحراء ناميب نظراً لغناها بالرمال لاتصلح أساساً لمثل هذا التفسير، وبناء على أبحاثه الجيومورفولوجية فى الصحارى المصرية، استطاع أن يميز من خلال دراسته لمختلف العمليات التى تتم بناء على التباين فى طبيعة الأرض، بين الدور الذى تقوم به عملية الإكتساح والدور الذى تقوم به عملية النحت. ففى الصحراء الشرقية التى تخلو من الرمال، وتتميز بأرض يختلط فيها الغبار بالأملاح، يوجد فيها الحطام الصخرى أسفل غشاء أو قشرة ملحية رقيقة لايتعدى سمكها ملليمتراً واحداً، وهى من الرقة بحيث يستطيع الإصبع إختراقها بسهولة، وتوجد تحت تلك القشرة مواد دقيقة الحبيبات ترابية هشة من السهل تحريكها، وتختلط بها بعض الحبيبات الخشنة. وعلى الرغم من وجود تلك المواد

الهشة فإن الرياح لاتقوى على اكتساحها، ويرجع ذلك لإنعدام وجود رمال، وبسبب وجود القشرة الملحية الرقيقة التى تحمى تلك المواد الدقيقة من تأثير الرياح. ويتضح تأثير هذين العاملين حتى عندما تهب العواصف الشديدة، إذ أن الجو يبقى نظيفاً خالياً من الغبار. هذه القشرة الملحية تماثل فى تأثيرها الحامى ما يسمى بالغشاء الترابى الذى وصفه Mor-tensen (١٩٢٩ و ١٩٥٠) فى صحراء شيلى (انظر أيضاً Blanck ١٩٣١) كما شاهده ووصفه Brandt (١٩٣٢) و Passarge (انظر المراجع السابقة له) فى صحارى مصر؛ هذا الغشاء يمثل قشرة متصلبة لايزيد سمكها عن بعض ملليمترات قليلة، ويتركب من الغبار الهش غير المتماسك الذى يوجد أسفله. ويبدو أن هذا الغشاء قد تكون نتيجة لتعرض الأتربة لرطوبة عرضية أعقبها تبخير سريع فتماسكت وتلاحمت وتصلبت. وشبيه بهذه القشرة الرقيقة الكلسية التى تتكون عادة فى أراضى الاستبس. والتى تغطى الأرض الجافة التى تحتوى على نسبة من أملاح الكالسيوم. ومثلها أيضاً ما يحدث فى أراضى العروض المعتدلة إذ تجف التربة السطحية فى شكل قشرة صلبة. ولا يقتصر وجود تلك الظاهرة فى صحارى مصر وصحراء أتكاما Atacama فحسب، بل توجد أيضاً فى الصحراء الجزائرية، وفى الجهات الغربية الجافة من أمريكا الشمالية، حيث استطاع راسيل J. C. Russell (١٨٨٩) أن يتعرف عليها فى حوض نهر «سنيك» Snake.

وفى صحراء مصر الغربية حيث يتوفر وجود الرمال مع وجود الأراضى التى يختلط فيها الغبار بالأملاح، تستطيع الرياح أن تقوم بوظيفتى الإكتساح والنحت، إذ تتوافر لديها معاول الهدم وهى الرمال. فالرياح هنا تستطيع بما تحمله من رمال أن تمزق الغشاء الملحى المتصلب، وتنفذ إلى ما تحته من غبار فتذريه، وسرعان ما يغبر الجو حتى ولو كانت الريح ضعيفة، وتهب على الصخور فتصقلها وتبريها وتخلع عليها أشكالاً جديدة.

وفى منطقة بحيرة قارون بإقليم الفيوم نجد أمثلة حية واضحة للتعرية الهوائية سواء حيث توجد الرمال أو حيث ينعدم وجودها. ففى نطاق يتكون من «مارل» (يحتوى على كربونات كلسيوم) ينتمى للعصر الكريتاسى، ويمتد على طول شاطئ البحيرة الشمالى مسافة تصل إلى حوالى عشرين كيلو متراً بعرض يتراوح بين ٥ – ٨ كم، استطاعت الرياح أن تنحت وتكتسح من الأرض ما بلغ سمكه بين ٨ – ١٠م منذ العصر الطلمى، وحولت أرض النطاق إلى أشكال التلال الصخرية الطولية، والأخاديد «الهوائية»، أما فى جزيرة القرن التى تقع فى قلب البحيرة والتى تخلو من الرمال، فتتكون أرضها من تربة بنية قديمة، شاهد مثلها بسارجى Passarge (١٩٣٣) فى صحراء حلوان. وعاد بنشأتها إلى عصر البليوستوسين. وقد غطت حواف الجزيرة طبقة من الطين البحيرى تعلوها قشرة متماسكة تحميها من تأثير الرياح.

وقد لاحظ ماول Maull (١٩٣٢ و ١٩٥٨) من مشاهداته وأبحاثه فى شمال الصحراء الكبرى الأفريقية إضمحلال تأثير الرياح فى المناطق التى تحميها مثل تلك القشور الملحية أو الترابية الرقيقة. وفى منحدرات الشواهد Zeugen والجبال الجزيرية In-selberge التى تتركب من طبقات متعاقبة من صخور رملية وطفل جيرى (مارل) ورمال، والتى تقع إلى الغرب من واحات توغورت (فى الجزائر) نجد أن الطبقات الصلبة تبدو معلقة، إذ قد أزالت الرياح بما تحمله من رمال وغبار يتوافر فى الإقليم ما تحتها من طبقات هشة؛ مثل تلك الأشكال لا نجدها فى منطقة قريبة (فى هضبة المزاب Mzab) التى تتألف من صخور جيرية كريتاسية يعوزها وجود الرمال.

وتعمل القشور السطحية بأنواعها المختلفة ومنها القشور الجيرية على حماية الأرض وإضعاف تأثير الرياح فيها. ولكنها لا تستطيع أن تمنع هذا التأثير تماماً. وهذا يتوقف أولاً وأخيرا على حمولة الرياح من الرمال. ففى المناطق العامرة بالرمال تصبح عملية النحت قوة فعالة فى تشكيل سطح الأرض رغم وجود القشور المتماسكة. أما عملية الإكتساح Deflation وحدها فلا تستطيع تكوين أشكال مورفولوجية إلا حيث تتوافر المواد الهشة العارية من كل حماية. ولايشك فى الأهمية الجيومورفولوجية لعملية الإكتساح، فهى المسئولة عن رفع كميات هائلة من الغبار فى شكل عواصف ترابية، وإن كانت عملية النحت Corrasion تساعدها وتشد من أزر أثرها فى البداية.

٥- الأشكال الجيومورفولوجية الناتجة عن فعل الرياح كعامل تعرية (اكتساح ونحت):

مما لاشك فيه أن الأشكال الجيومورفولوجية التى نشاهدها فى المناطق التى يسودها تأثير الرياح قد أصابها الكثير من فعل التعرية الهوائية أكثر مما فى الجهات الأخرى التى لا نعدم أن نجد لها مثيلاً فيها. وهذه الأشكال لم تتحول وتتخذ صوراً جديدة، ولهذا لايمكن اعتبارها أشكالاً مثالية للتعرية الهوائية، بل تذكر فى معرض دراسة سمات البيئة المورفولوجية للصحارى، ولهذا تبدو الأشكال المثالية الناجمة عن تعرية الرياح قليلة نوعاً. ونظراً لتداخل وتعاون عمليتى الإكتساح والنحت، فإنه يصعب بل يستحيل أحياناً التفريق بين الأشكال التى تدين بنشأتها لفعل هذه أو تلك.

ومن بين الأشكال الهامة التى يتضح فيها تأثير التعرية الهوائية ما يطلق عليه باللغات الألمانية Windkanter أو Fazettengeschiebe وبالفرنسية Cailloux fa-connès، وبالإنجليزية Ventifacts[1] (made by wind، أو Wind Cut Pepples)

(١) أطلق الاسم على هذه الأشكال ليدل على أن الرياح هى التى صنعتها أو شكلتها، وقد أوحت إلى هذه التسمية الأشكال الحجرية التى كان يصنعها الإنسان فى العصور الحجرية القديمة Artifacts، (انظر ص ٤١٠ من كتاب Maull ١٩٥٨).

وهى على الرغم من أنها أشكال متناهية الصغر، إلا أن وجودها فى مكان ما يدل على أن صقل الرمال كان أو ما يزال دائباً فى العمل.

وهى عبارة عن حصى أو قطع من الصخر تمزقت منه بتأثير القفز، وتعرضت لانقضاض هبات الرمال فترة طويلة، فنشأ عن ذلك برى وصقل أحد جوانبها. وتعرف حينئذ بذات الوجه أو الجانب الواحد Einkanter الذى تتعامد حافته مع اتجاه الرياح وحين يتغير وضع قطعة الصخر أو الحصوة لسبب أو لآخر، كأن تدور أو تنقلب بفعل قوة هبوب الرياح يتعرض جانب ثان ثم ثالث لهبوب الريح المحملة بالرمال، فتتكون عدة أوجه تصقلها وتبريها الرياح، فينشأ عن ذلك أن يتحول الحصى إلى أشكال مثلثة أو رباعية أو خماسية أو متوازية الأوجه والحواف. وقد ينشأ مثيل لتلك الأشكال حينما يتغير اتجاه الرياح بانتظام، ويبقى الحصى ثابتاً.

وفى أثناء عملية بناء تلك الأشكال تجاهد الريح المحملة بالرمال فى بري قطع الصخر ونحتها لتصبح فى مستوى البقعة المحيطة بها، ولكن يعوقها فى سبيل ذلك مقاومة الصخر نفسه. وينشأ عن تضارب تلك القوى وجه مصقول يشتد إنحداره كلما ازدادت صلابة الصخر، كما فى الجرانيت والكوارتز والكوارتزيت (متحول عن كوارتز الصخر الرملى فى مستويات التحول الثلاثة العليا والوسطى والسفلى) والجراوفاكين Grauwacken(١). أما فى حالتى الصخر الجيرى وصخر الدولوميت (يتركب من كربونات كلسيوم وكربونات مغنسيوم) فتتكون أشكال هرمية ومخروطية ذات أوجه مسطحة. أما الحواف أو الأضلع الحادة للأوجه فلا تظهر إلا عند تمام تكوين تلك الأوجه (Cloos ١٩١١ و Walther ١٨٨٧، ١٩١١ و Tolman ١٩٠٩ و Bryan ١٩٣٥، ١٩٢٢ و Davis ١٩٣٠ و Field ١٩٣٥ و Lawson ١٩١٥).

وتوزيع هذه الأشكال ليس منتظماً فى كل الصحارى. فبينما يكثر وجودها فى الصحراء الليبية، وفى صحراء ناميب حيث قام بدراستها «كلوس Cloos» على الخصوص، نجدها قليلة أو نادرة الوجود فى صحراء أتكاما وفى صحراء الجزائر، حيث يكثر وجود أشكال أخرى عبارة عن أحجار جيرية تتميز بخطوط غائرة وحزوز غير منتظمة وبحواف مستديرة، كما تبرز فيها عقد جيرية تفصل بينها فجوات كانت تحتلها مواد لاحمة نحتتها الرياح، أو عروق كلسية تفصلها خطوط غائرة، ويكثر أيضاً وجود الصخور التى صقلتها الرياح من جميع جوانبها؛ فلا تكاد تظهر فيها الحواف المستديرة،

(١) صخر رملى قديم يرجع ارسابه إلى الزمن الأول وما قبله، وهو رمادى اللون أو رمادى مخضر، ويتركب من الكوارتز والفلسبار كما يحتوى على حطام صخور ومعادن أخرى كالكوارتزيت والفليت Phyllite (متحول عن الصخور الرملية والطينية فى مستوى التحول العلوى).

وتنشأ البثور أو الجدرات فى أوجه الصخور فى الغالب نتيجة لتأثير عمليات التحلل الكيماوى والتعرية الهوائية معاً.

وعدا هذا تتميز الأجزاء الشمالية من الصحراء الكبرى الأفريقية بتجمعات قد تبدو أحياناً فى شكل مستويات من قطع صخرية صغيرة مصقولة برتها الريح برياً دقيقاً؛ وهى فى الواقع تمثل مخلفات عملية «الإختيار» التى تقوم بها الرياح التى تحمل ما تطيقه، وتترك ما عدا ذلك من حطام صخرى يلتصق بأرض الصحراء فى شكل «زرد الدرع» Steinchen - panzer كما يسميه Mortensen (١٩٢٩ و ١٩٥٠) أما Penk (١٩٠٩) فيسمى هذه الظاهرة «عملية تلبيس» Panzerung، وهى عملية تمتاز بها الصحارى.

أما الحصى ذو الأوجه المصقولة Windkanter، فتتميز بوجوده الجهات التى تتوفر فيها عملية الصقل والبري بواسطة الرياح المحملة بالرمال. ولهذا يكثر وجوده أيضاً فى غير الأراضى الصحراوية القاحلة، إذ يوجد بكثرة فى الرواسب البليوستوسينية فى شمال ألمانيا، ولايعنى هذا أن تشكيله قد تم فى عصر البليوستوسين فحسب، وإنما قد تبين أن عملية الصقل والبري لكثير من جوانبه ماتزال دائبة. ومثل هذا الحصى ما يوجد أيضاً فى مناطق تراكم الرمال الهوائية فى الجهات الداخلية، كما فى أخدود وادى نهر الرين إلى الجنوب من مدينة فرانكفورت.

وتستطيع الرياح المحملة بالرمال أن تنحت الصخور والحوائط الصخرية إلى إرتفاع محدود من سطح الأرض. ويشتد تأثير النحت فى تلك الصخور والحوائط على ارتفاع قليل من سطح الأرض (أى من قاعدتها)، نظراً لأن الريح تستهلك قسماً من قوتها فى الإحتكاك بالأرض، فتنشأ عن ذلك أشكال تشبه الأرائك أو «العروش» أو المظلات، يطلق عليها جبال الشواهد الصحراوية Wuestenzeugenberge والجبال الجزيرية Insel berge حيث استطاعت الرياح أن تنحت الصخور من جذورها، أو تنحت الطبقات اللينة على مستويات مختلفة، كما تنشأ أيضاً وبنفس الطريقة الأشكال الصخرية التى تشبه فى مظهرها عش الغراب. ويعتقد «لويس Louis» (١٩٦١) أن العامل الرئيسى فى تكوين تلك الأشكال ليس النحت فى كثير من الأحوال - وإن لم ينكر أثره - وإنما عملية إكتساح المواد الخشنة التى تكثر عند أسافل الصخور عقب سقوط المطر وازدياد الرطوبة، نتيجة لعمليات التحلل والإذابة.

وبفعل النحت تنشأ الحفر والثقوب فى الصحارى. ومثل تلك الحفر توجد أيضاً فى المناطق الرطبة، ولكنها هناك قليلة ليست بالكثرة التى تجدها فى الجهات الصحراوية، ولهذا يمكن اعتبارها ظاهرة تختص بها الصحارى. وللحفر الصحراوية التى لم يشترك فى تكوينها عامل آخر غيرالنحت بواسطة الرياح مظهر خاص، إذ تبدو جوانبها مصقولة

تماماً، كما يخلو قاعها من الرواسب أو يكاد. وتبدو بعض أشكال التعرية الهوائية، كالأرائك والمظلات والموائد وما شاكل ذلك نادرة الوجود فى بعض الصحارى، كما فى إيران وصحراء الجزائر وشمال صحراء شيلى، ولهذا ينبغى التحفظ عند التعميم فى وصف أشكال التعرية الهوائية فى الصحارى.

وتستطيع الرياح أن تنحت فى الصخور اللينة كصخور المارل والصخور الطينية والرملية والتوفا الجيرية مكونة خطوطاً غائرة وقنوات تعرف بالقنوات أو الأخاديد الهوائية. وبين تلك الأخاديد تمتد أحياناً حافات حادة مصقولة. وكثيراً ما تنتشر تلك الأخاديد الهوائية فى أرض منبسطة متناسقة كما هى الحال فى صحراء جوبى Gobi التى تتكون أرضها من طبقات صخرية هشة. ويعتقد Kaiser (١٩٢٦) أن الأخاديد والقنوات الغائرة التى يصل عمقها إلى ١٥ متراً، والتى شاهدها فى صحراء ناميب، قد نشأت بفعل النحت الهوائى.

وعند أطراف الأراضى الفيضية الواسعة فى الأحواض الصحراوية المغلقة تنتشر مساحات واسعة من الطفل والطين الملحى يطلق عليها البلايات Playas فى أمريكا اللاتينية، والسبخات فى الصحراء الكبرى والكيواير Kewire فى إيران. وحين تجف تلك الرواسب وتتصلب فى الجهات التى تسودها رياح منتظمة الإتجاه، يتحول سطحها بفعل الرياح إلى قنوات غائرة طويلة متوازية تقريباً، ذات جوانب شديدة الإنحدار يبلغ عمقها أكثر من المتر، وعرضها حوالى متر أو أكثر. وفيما بين القنوات تبرز الأرض فى شكل عروق أو ضلوع. وتبدو الأرض فى مظهر مضرس فيصعب إجتيازها. ويطلق على هذه التضاريس فى إقليم بحيرة لوب نور Lob - nor (شرقى حوض تاريم) بتضاريس الياردانج Yardang . ويظهر أن ضلوع الياردانج يرتبط وجودها وثباتها بوجود شجيرات نامية أو يابسة تعمل جذورها على تماسك رواسب الطفل والطين، وبالتالى على تقوية مقاومة تلك الرواسب للنحت الهوائى (لويس Louis ١٩٦١).

وتستطيع الرياح أيضاً أن تكون منخفضات هوائية Blowouts =Winderosionswannen تتعاون فى حفرها عمليتا الإكتساح والنحت. ويعزو والتر Walther (١٨٩١ و ١٩٠١ و ١٩٢٤) تكوين منخفضات الواحات الليبية إلى عملية الإكتساح وحدها؛ ومثله «كايزر Kaiser» (١٩٢٣ و ١٩٢٦ و ١٩٢٧) فى تفسير تكوين منخفضات صحراء ناميب؛ كما يرجع Maul تكوين منخفضات البانج كيانج Pàng Kiang فى منغوليا والتى يصل عمقها إلى ١٤٠ متراً إلى عملية الإكتساح وحدها أيضاً (Maull ١٩٥٨). أما بسارجى Passarge (١٩٠٩ و ١٩٢٤ و ١٩٢٦ و ١٩٢٣) فيرجع تكوين تلك المنخفضات وأمثالها إلى عملية النحت Corrasion وحدها.

ومن الممكن أن تنشأ «منخفضات الإكتساح» فى منطقة تتكون من مواد هشة عارية تماماً من كل حماية. ومثلها التجاويف التى تنشأ فى مناطق الكثبان الرملية (انظر Maull ١٩٥٨ ص ٤٢٠ وما بعدها والصورة رقم ٦٧). أما حيث يغطى الرواسب الهشة غشاء صلب، فإن عملية تكوين المنخفضات تحتاج فى مرحلتها الأولى إلى عملية حمل Aufhebung (أى إكتساح Deflation) – تتم مثلاً فى منطقة رملية مجاورة – تمكن لعملية النحت من الإنقضاض على «الغشاء الواقى» وتمزيقه، فينفتح بذلك المجال لعملية الإكتساح من القيام بالعمل الرئيسى فى تجويف المنخفض وتعميقه، وتتعاقب العمليات حينئذ على النحو الآتى:

عملية إكتساح، يليها النحت، ثم عملية إكتساح التعميق. أما التجاويف التى تنشأ بفعل الرياح فى الصخور الصلبة، فلا يقوى على حفرها سوى عملية النحت، وإن كان يسبقها عملية إكتساح تمهيدية قد لاتستمد حمولتها بالضرورة من نفس المكان. هذه التجاويف تسمى حينئذ بتجاويف النحت.

وقد استطاع Kaiser (١٩٢٦) أن يميز فى منطقة أبحاثه فى صحراء ناميب منخفضات ضخمة عزى نشأتها إلى فعل عملية الإكتساح الهوائى وحدها. ويرى Maull (١٩٥٨) فى أصل نشأتها رأياً آخر، إذ يعتقد أنها لايمكن أن تنشأ إلا بواسطة عملية النحت. أما لويس Louis (١٩٦١) فيرجع تكوينها إلى عمليتى الإكتساح والنحت معاً.

وقد قام Kaiser بدراسة صحراء ناميب ومنخفضاتها دراسة جيولوجية وطبوغرافية دقيقة، وسجل نتائج أبحاثه على خرائط خاصة ملونة مقياس ١ : ٢٥,٠٠٠، وقد استطاع أن يميز طبقات من الصخور الرملية وصخور الأركوز Arkose[1] التى ترجع إلى العصر الكامبرى، وصخور الدولوميت، وهى جميعاً ترتكز على أساس من الصخور البلورية التى تتركب منها كتلة جنوب غرب أفريقيا. وقد وجد أن تلك الطبقات قد أصابها التواء بسيط يتفق خط ظهور طبقاته مع الإتجاه العام للرياح السائدة من الجنوب إلى الشمال. ولما كانت صخور تلك الطبقات تتميز بسهولة تحللها وتفككها، لهذا استطاعت الرياح أن تكتسح وتنحت تلك التكوينات مكونة لمنخفضات طويلة مغلقة، يتراوح طولها بين ١٠,٥ كيلو متراً وعرضها بين ٢٥٠ و ١٠٠٠ متر، كما يصل عمقها إلى نحو ٥٠ متراً.

وتمتد تلك المنخفضات، وكذلك الأشرطة البارزة التى تفصل بينها فى إتجاه الرياح السائدة من الجنوب إلى الشمال تقريباً، ولهذا يبدو مظهر السطح العام منتظماً متناسقاً، ولكنها أحياناً تتفرع وتتشعب وتتصل ببعضها مكونة شبكة من المنخفضات.

---

(١) Arkose كلمة فرنسية تطلق على الحجر الرملى الذى يحتوى على نسبة كبيرة من معدن الفلسبار.

وفي بعض الأماكن، على مستويات مختلفة من منحدرات تلك المنخفضات، وعند حواف قواعدها خاصة حيث تلتقي تلك الحواف بمصبات المسيلات الجافة والقنوات المعلقة، توجد بقايا مجمعات مْروحيَّة Fanglomerate[1]. ووجود هذه المجمعات بنظامها المعين يدل على أن تلك المنخفضات لم تنشأ عن حدوث حركة التوائية، وإنما بواسطة نوع معين من التعرية يستطيع رفع تلك الرواسب صعداً وإخلاء المنخفضات منها، ونعنى بهذا النوع التعرية الهوائية.

وتبدو أهمية الأبحاث الخاصة بتلك المنخفضات بأنها تثبت بالدليل الواضح عظم الدور الذى تقوم به التعرية الهوائية فى الجهات الجافة.

وتتميز التعرية الهوائية فى عملها بعملية «إختيار» خاصة، فعملية الإكتساح تنقل المواد الدقيقة بطريقة أو بأخرى، وتترك المواد الخشنة فى شكل غطاء يتكون من صخور وحصى يتناثر هنا وهناك، هذا الغطاء يطلق عليه والتر Walther غطاء الإختيار -Aus lesedecke ويسميه بسارجى Passarge الرصيف الحصوى Steinpflaster أما Kaiser فيطلق على هذا الغطاء «مخلفات عملية الإكتساح Deflationsrueckstand؛ فالأرض حينئذ قد عانت عملية «تلبيس Panzerung» بفعل التعرية الهوائية كما يقول بنك Penck (١٩٠٩).

مثل هذا الغطاء الحصوى الناتج عن عملية إختيار التعرية الهوائية وصفه Nordenskjoeld (١٩١٤) فى جنوب غربى جزيرة جرنيلندا، وأطلق عليه اسم «الدرع الصخرى» Steinpanzer ويغطى هناك الكتلة الصخرية القديمة التى تتكون منها الجزيرة. وهذا الغطاء كما قلنا يتركب من صخور وحصى مختلف الأحجام أثرت فيه التعرية الهوائية فصقلته وبرته، ويظهر الحصى والصخور مبعثرة هنا وهناك، ولكنها تتجاور وتتلاصق أحياناً مكونة غطاء يختلف فى سمكه الذى قد يبلغ ١٠ سنتيمترات، وهو حينئذ يقى الأرض من فعل التعرية الهوائية. وعملية التلبيس هذه لا يقتصر ظهورها على الصحارى والسواحل (جرينلندا) فقط، وإنما نجدها أيضاً فى أعالى المرتفعات التى تخلو من النبات فتتعرض لفعل التعرية الهوائية.

---

(١) Fanglomerate: (نوع من البريشا breccie الطينية) عبارة عن رواسب تتميز بها الجهات الجافة، وتنشأ من اكتساح التكوينات بواسطة مياه الأمطار الفجائية، وارسابها فى شكل مروحة (ومن هنا جاءت التسمية عن الانجليزية Fan) فى سهل فسيح أو فى أحواض مغلقة، وفى هذه الرواسب يختلط الحصى المدبب الكثير الزوايا بالمواد الدقيقة فى غير تناسق أو انتظام أو تجانس.

المراجـــع

- Baddeley, P.F., 1889. Dust whirls and fairy dancys, Month, Weath. Rev. 27.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. London.
- Ball, J., 1927. Problems of the Libyan Desert. geogr. Journ.
- Blake, R., 1855. On the grooving and polishing of hard rocks and minerals by dry sand. Ann. Assoc. Proceed.
- Blanck, E., 1991. Wuestenkrusten oder Wuestensandhaut? Pet. Mitt.
- Blackwelder, E., 1931. Desert plains. Jour. of geol. 39.
- Brandt, B., 1932, Die Staubhaut in der Aegyptischen Wueste. Mitt. Dresden.
- Bravard, A., 1857. Observaciones geologicas sobre differentes terrenos des transporte en la hoya de la Plata. Buenos Aires.
- Bryan, K., 1922. Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona. U.S. G.eol. Surv. Bull. 730.
- _______, 1933/35. Progress in the geomorphology of arid regions. Zeitch. Geomorph. 8.
- Capot-Rey, R., 1943. La morphologie de l'Evg occidental. Traveaux de l'inst. de Recher. Sahariennes (Univ. d'Alger).
- ___________, 1945. Dry and humid morphology in the western Erg. Geog. Rev.
- ___________, 1953. Le Sahara Français. Paris, Presse Univ. France.
- Cloos, H., 1911. Geologische Beobachtungen in Suedafrica. 1. Wind und Wueste in deutschen Namaland. Neues Jahrbuch 1. Min. G.eol. Palaeon., Beil. Bd. 32.
- Davis, W. M., 1930. Rock Floors in arid and humid climates. Jour. of Geol. 38.
- Desor, E., 1864. Le Sahara, ses différents types de déserts et d'Oasis. Bull. Soc. Sciences Nat. Neufchàtel.

- D'Aoust, V., 1858. Observation sur un terrain d'origine météorique ou de transport aérien qui existe en Mexique. Bull. Soc. Géol. 15.
- De Beaument, E., 1945. Leçons de geologie pratique, Paris.
- Fraas, O., 1967. Aus dem orient; geologische Beobachtungen am Nil, auf der Sinaihalbinsel und in Syrien. Stuttgart.
- Free, E.E., 1991. The movement of the soil material by the wind, Washington.
- Field, R., 1935. Stream caved slopes and plains in desert mountains. Amer. J. of Sc. 29.
- Gautier, E, F., 1988. Le Sahara, Paris.
- Geiger, R., 1992. Das Klima der bodennahen Luftschicht, 2. Aufl. Braunschweig.
- Guppy, H.D., Dust-winds of Hankow. Nature 24.
- Hellmann, G. & Meinardus, W., 1991. Der grosse staubfall vom 9. bis 12. Maerz 1901, in Nordafrica, Sued-und Mitteleuropa. Abb. Preuss. Meteorol. Inst. II Nr. 1, Berlin.
- Harrington, M.W., 1886. Peking dust-storms. Am. Met. T. 3.
- Herrmann, E., 1903. Die Staubfaelle vom 19. bis 23 Februar 1903 ueber dem atlantischen Ozean, Grossbritanien und Mitteleuropa. Ann. Hydr.
- Johnson, D., 1932. Rock fans of arid regions. Amer. Jour. of Sc. 5. Ser, 23.
- Johnson, D., 1933. Rock plains of arid regions. G.eog. Rev.
- Kaiser, E., 1983. Was ist eine Wueste? Mitt. Geogr. Muenchen.
- ________, 1986. Hoehenschichtenkarte der Deflationslandschalt in der Namib Suedwestafrikas. Abh. Bayer. Akad, Wiss. Math. Phys. Kl. 30, Mitt. Geogr. Ges. Muenchen.
- ________, 1987. Ueber Wuestenformen, insbesondre in der Namib Suedwestafrikas - Duesseldorfer Geogr. Vortr. Breslau.

- Keyes, Ch. R., 1909. Baselevel of eolien erosion. Journ. of Geol. 17.
- ___________, 1910. Deflation and relative efficiencies of erosional processes under conditions of aridity. Bull, Geol. Soc. Am.
- Lawson, A. C., 1915. The epigene Profile of the desert. Univ. of Calif. Publ. Dep. of geol. 9.
- Louis, H., 1991. Allgemeine geomorphologie 2. Aufl. Berlin.
- Machatschek, F. 1987. Die Oberflaechenformen der Binnen-und Hoch-wuesten. Dusseldorfer Geogr. Vortr u. Abh., Breslau.
- Maull, O., 1982. Geomorphologische studien aus dem oestlichen Atlaslaendern und der algerischen Sahara. Pet. Mitt.
- ________, 1988. Handbuch der geomorphologie 2, Aufl. Wien.
- Mortensen, H., 1927. Der Formenschatz der nordchilenischen Wueste. Abh. Akad. Wiss. Math. Kl. N.F. 12., Goettingen.
- ____________, 1929. Ueber vorzeitsformen in der chilenischen Wueste. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg.
- _____________, 1950. Das Gesetz der Wuestenbildung. Universitas 5, H.7. Stuttgart.

البحث الثاني

إقليم واحـــــة مــرادة

تمهيــد:

يضم هذا البحث نتائج دراسة حقلية جيومورفولوجية لمنخفض واحة مرادة بليبيا، قمت بها فى شهر ديسمبر من عام ١٩٧١، وكنت حينئذ مشرفاً على الجانب الطبيعى من الدراسة الجغرافية الشاملة للمنخفض التى قام بها طلبة الليسانس بقسم الجغرافيا – كلية الآداب ببنغازى. وقد أتيحت لنا الدراسة بكل إمكانياتها المادية ووجدنا كل العون من أهالى الواحة، خصوصاً من الأخ صميدة عبد الكريم الذى كانت لمرافقته لنا أثرها الطيب فى تمكننا من سهولة التجول فى أنحاء المنخفض.

وإقليم منخفض مرادة يعتبر «مادة خام» للدراسة الجيومورفولوجية مثله فى ذلك مثل كل الأراضى الليبية على وجه التقريب. وما سبق أن كتب عن المنخفض ينحصر فى استكشاف ثروته من الأملاح خصوصاً أملاح البوتاسيوم. وقد اكتشفها أرديتو ديزيو Ardito Disio لأول مرة فى عام ١٩٣١. وفى السنين التالية أجرى الإيطاليون أبحاثاً مستفيضة عن الأملاح الموجودة بالسبخة، وسجلوا نتائجها فى تقرير نقله ديزيو إلى كتابه «استكشافات معدنية فى ليبيا» وأفرد له فصلاً خاصاً بعنوان «سبخة مرادة» وقد استغل الإيطاليون أملاح البوتاس فى عامى ١٩٣٩، ١٩٤٠، ثم توقف الإنتاج لظروف الحرب العالمية الثانية. وقد درست إمكانيات إنتاج الأملاح من السبخة مرة أخرى فى عام ١٩٦٣، وتبين أن استغلالها مربح.

الموقـع:

يقع منخفض مرادة بين خطى طول ٥٧َ ١٨ْ – ٣٩َ ١٩ْ شرقاً، وبين دائرتى العرض ٠٦َ ٢٩ْ – ٢٠َ ٢٩ْ شمالاً تقريباً، وإلى الجنوب من بلدة العقيلة الواقعة على خليج سرت بنحو ١٢٥ كم. والطريق المباشر القديم الذى يصل بلدة العقيلة بمنخفض مرادة قد أصبح الآن فى حالة سيئة، وهو الطريق الذى عبده الإيطاليون قديماً لنقل أملاح البوتاس بسيارات النقل لتصديرها من مرفأ رأس العلى الواقعة غربى العقيلة بنحو ٤٣ كم. وقد رصفت شركة إسو للبترول طريقاً آخر يبدأ من البريقة على الساحل إلى حقل «زلوتن»، ومن هذا الطريق يتفرع طريق آخر إلى حقل بترول «الراقوبة» والأخير يمر بالقرب من مرادة، وهو الطريق الأسهل للوصول إلى الواحة.

الشكل والأبعاد:

شكل المنخفض شبيه بالشكل الهندسى المعروف بشبه المنحرف. ويمتد ضلعه الجنوبى الأطول فى اتجاه شرقى غربى على طول مسافة مقدارها نحو ٦٠ كم. ويجرى ضلعه الشمالى الأقصر فى نفس الاتجاه تقريباً على امتداد مسافة تبلغ زهاء ٣٥ كم، بينما يبلغ أقصى اتساع له ٢٥ كم. وتبلغ جملة مساحة المنخفض حتى المنحدرات الظاهرة التى تحف به نحو ١٢٠٠ كم مربع، ومساحة السبخة حوالى ٥٠٠ كم مربع، بينما تبلغ مساحة المسطح الملحى ١٥٠ كم مربع. ويبلغ متوسط ارتفاع قاع المنخفض ١٥ متراً، وأدنى نقطة قيست فى السبخة تقع فى جزئها الشرقى ويصل ارتفاعها إلى ١٣ متراً، وأعلى نقطة فوق أرض السبخة تصل إلى حوالى ٥٥ مترا (شكل ١).

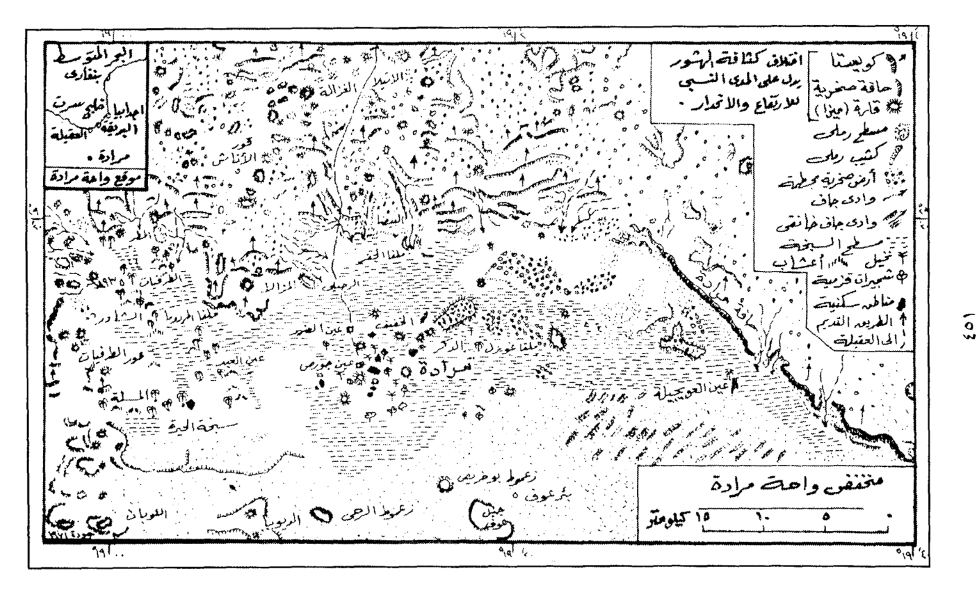
الحدود الطبيعية:

يتحدد المنخفض من جوانبه الثلاثة الشمالية والشرقية والغربية بواسطة حافات صخرية تعرف محلياً باسم «الجبل»، وهى عالية تشمخ فى بعض المواضع إلى ارتفاعات تصل إلى ١٢٠ متراً. وتبدو الحافة الشمالية من بعيد فى جملتها متصلة مستمرة إلى حد كبير، لكننا كلما اقتربنا منها تظهر مقطعة الأوصال، إذ تتداخل فيها أرض السبخة، وتبرز منها ألسنة صخرية ظاهرة هنا وهناك مقتحمة مسطح السبخة خارج هذا الامتداد العام. ويفصل هذه الألسنة الصخرية عن بعضها أودية تشبه الخوانق متفاوتة العمق والاتساع. وهذه وتلك هى الظاهرات الطبيعية المسؤولة عن تقطع المظهر العام للحافة الشمالية الذى يبدو متجانساً من بعيد.

والجانب الغربى من المنخفض هو أكثر الجوانب الثلاثة تقطعاً وتسنناً. ويتميز الجانب الشرقى عن الغربى بأنه أكثر منه استقامة، ويتصف بارتفاع متجانس ثابت إلى حد كبير، ومنسوبه العام يطاول منسوب أكثر أجزاء الحافات الأخرى ارتفاعاً. أما الجانب الجنوبى من منخفض مرادة فهو أقل الجوانب كلها تحديداً، وتميزه سلاسل من الكثبان والتموجات الرملية والتلال المتخلفة (شكل ١).

الوضع الجيولوجي:

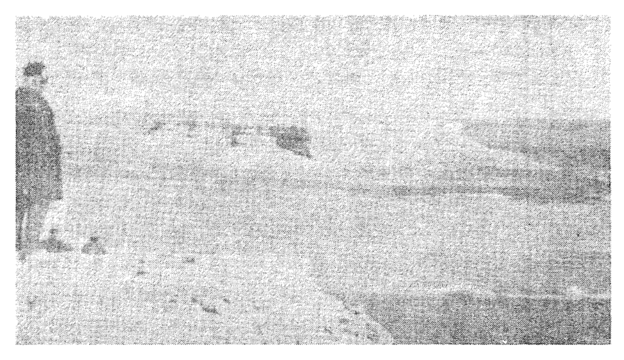
لقد تم حفر منخفض مرادة فى هضبة تسودها الصخور الجيرية التى تنتمى فى معظمها لعصر المايوسين. وتمتد الطبقات الصخرية فى وضع يكاد يكون أفقياً، فهى تميل ميلاً هيناً طفيفاً صوب شمال الشمال الشرقى. ويمكن تلخيص التتابع الطبقى الكامل للحافات الرئيسية على النحو الآتى:


البحر المتوسط
بنغازي
اجدابيا
خليج سرت
البريقة
العقيلة
مرادة
موقع واحة مرادة
كويستا
حافة صخرية
قارة (ميزا)
مسطح رملي
كثيب رملي
أرض صخرية محطمة
وادي جاف
وادي جاف خانقي
مسطح السبخة
نخيل
أعشاب
شجيرات قزمية
خاطم سكنية
الطريق القديم الى العقيلة
اختلاف كثافة الهشور يدل على المدى النسبي للارتفاع والانحدار.
الغزالة
الأثيلا
قور الأناش
الطرفيات
الرجيلات
ملقا الحروبا
عين العقير
عين العبيد
عين جورس
الدكر
مرادة
ملقا غويزل
عين العويجيلة
المسلة
سبخة الحرة
عور الطرفيات
زعموط بوخريص
بئر عوف
جبل عوف
زعموط الرعي
الدويو
اللوبان
منخفض واحة مرادة
٠
٥
١٠
١٥ كيلومتر

شكل (١)

- طبقة كلسية بنية اللون متصلبة رقيقة نوعاً ترتكز على طبقة من الصخر الجيرى اللين الغنى بحفرياته. ويبلغ سمك هذه الطبقة زهاء ٤٠ متراً.
- تتابع طبقى من الشيل الأخضر والجبس والجير المندمج الغنى بالحفريات (السمك ٢٥ مترا).
- صخور رملية ورمال كوارتيزية، لونها أحمر وأصفر داكن، تستبين فيها الطبقية المتقاطعة (السمك الظاهر نحو ٢ متر).

وينتمى التتابع الطبقى السالف الذكر للمايوسين الأسفل والأوسط. ويتمثل الأوليجوسين فى الجزء الغربى من قاع المنخفض ظاهراً فى تكوينات من الشيل الرملى والجبس، وتكوينات جيرية صلصالية تحتوى على حفريات.



شكل (٢) قارة من قور الخفيف الثلاث.
لاحظ تجانس الارتفاع واستواء السطح وشكل المنحدر. وحول القارة ترشح المياه من أرض السبخة وتزهر الأملاح.

ويختلف عن ذلك التتابع الطبقى فى القور التى تزركش قاع المنخفض ذاته. وفيما يلى وصف لهذا التتابع فى قور الخفيف الثلاث (شكل ٢):

طبقة من الجبس يميل إلى اللون البنى (٥ متر).

طبقة من الجبس الصحائفى الطباقى بيضاء اللون (٤ متر).

طبقة من الجبس النقى الحبيبى المتبلور الناصع البياض (٤ متر).

طبقة من الشيل الأصفر الضارب إلى اللون البنى (٦ متر).

طبقة من الصخر الرملى الشيلى (٤ متر).

طبقة من الصخر الرملى يظهر منها فوق سطح السبخة نحو ٢ متر.

حالة المناخ:

ليست هناك أرصاد بالواحة يمكن بواسطتها التعرف على ظروف المناخ. وما نذكره عنه فى السطور التالية، ينبنى على ظروف الموقع الجغرافى فى نطاق صحراوى شبه مدارى، وعلى معلومات مستقاة من العاملين بشركات البترول، بالإضافة إلى أهالى الواحة. وهو على أى حال صحراوى متطرف والمدى الحرارى كبير. وبحسب ما يذكر أهالى الواحة يشاهد الصقيع فى صبيحات أيام الشتاء، كما تغطى أسطح المياه الراكدة فى القنوات طبقة رقيقة متقطعة من المياه المتجمدة فى ليالى الشتاء الباردة وفى الصباح المبكر. وهذا إن دل على شيء فإنما يدل على تكرار انخفاض الحرارة إلى درجة التجمد فى ليالى الشتاء بينما تشتد الحرارة فى النهار، ويعظم القيظ فى أيام الصيف.

والرياح شمالية فى الصيف، وشمالية غربية وغربية فى الشتاء. وفى الربيع وأوائل الصيف وأيضاً فى الخريف تثور عواصف القبلى التى تثير الرمال وتحمل الأتربة ويغبر الجو بسببها وتنعدم الرؤية أو تقصر لبضعة أمتار. والمطر نادر وقد يسقط فى هيئة رذاذ كل بضع سنوات مرة، والرطوبة النسبية لاشك قليلة لكنها تزداد فى الجو السفلى الذى يغلف أرض السبخة. ويشاهد الندى فى الصباح حتى لتتجمع قطراته مع مياه الرشح مكونة لمسيلات ضيقة على المنحدرات السفلى للتلال المتخلفة فوق أرض السبخة وحواليها. والسماء صافية والشمس مشرقة على مدار السنة.

العوامل الحالية المشكلة للمظهر الجيومورفولوجي:

وهذه تنحصر الآن فى فعل التجوية الميكانيكية التى تتمثل فى التفاوت الكبير بين درجات الحرارة اليومية والفصلية، ثم فى تأثير الرياح كعامل نحت واكتساح وإرساب، وأخيراً فى فعل التجوية الكيميائية نظراً لأن جو المنخفض كما رأينا لايخلو من الرطوبة.

جوانب المنخفض:

حينما نقف فوق قارة مرادة التى تبرز فوق أرض الواحة إلى علو يناهز ٥٥ متراً فوق منسوب البحر وندور ببصرنا فى مختلف الجهات، نشاهد حدوداً واضحة من على البعد للمنخفض فى جهات ثلاث: الشمالية والشرقية، والغربية. وتبدو هذه الحدود من بعيد بشكل حافات قائمة لهضبة فسيحة تمتد وراءها، أو تظهر فى هيئة واجهات لثلاث كويستات هائلة تنحدر ظهورها جهة الشمال والشرق والغرب على التوالى. ولكننا حينما نقترب منها شيئاً فشيئاً نلاحظ تغيراً واضحاً.

الجانب الشمالي:

تبدأ تفاصيل الحافة الشمالية فى الوضوح التدريجى حينما نقف على قارة من قور الخفيف. فالشكل المستقيم للحافة الذى يرى من بعيد يضطرب إذ تغزوه السبخة (قاع المنخفض) فى أماكن عديدة فى هيئة أقواس فسيحة، والحافة بدورها تبرز فى السبخة عند طرفى كل قوس. ومع هذا فالمظهر المتصل للحافة ما يزال يتراءى للعين من بعيد.

وحين نعبر أرض السبخة، ونصل إلى قرب نهايتها من جهة الشمال نشاهد واجهة الحافة على حقيقتها: فتراها ممزقة الأوصال مقطعة تقطيعاً شديداً ... ألسنة صخرية محدودة الامتداد فى اتجاه عام شرقى غربى تتعاقب مع مصبات أودية عميقة شديدة انحدار الجوانب. وحين نصعد فوق قارة عالية مثل قارة البيضا، وننظر صوب الشمال نرى تيهاً من الأرض الممزقة الوعرة من نوع البادلاند Bad-Land.

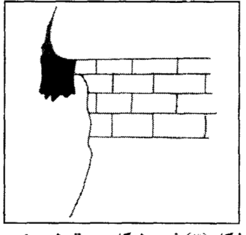
وتعتبر القور (ميزات Mesas) هى المظهر الجيومورفولوجى الشائع فى كل النطاق الشمالى الذى أسميناه بالأرض الوعرة، ابتداء من نهاية السبخة فى اتجاه شمالى إلى قارتى الإثيلا والغزالة، ومنهما شمالاً (خارج نطاق الخريطة) وعلى بعد ١٢ كم إلى الحافة الرئيسية للهضبة حيث تبرز الطبقة الجيرية العليا فى هيئة مظلة تدعى «بالحجفا» يستظل بها البدوى فى وقت الهجيرة.

وهناك المئات من تلك القور التى قد تحتشد ويساند بعضها بعضاً، وقد تتفرق فتبدو منعزلة بارزة فى بيئة حوضية تحيط بها. ومنها الضخم الكبير الأبعاد ومنها الصغير الذى يطل برأسه على استحياء. وتتنوع أشكالها فمنها المستطيل الشكل ومثلها قارة حصين الرجيلى (قريبة الشبه من «أبو الهول»)، ومنها المستدير القمة أو الأسطوانى الشكل كالمزالة والبيضا والغزالة. وتتوج قمم القارات الضخمة العالية طبقة سميكة من الصخور الجيرية، وإليها يعزى استمرار بقاء شموخ مثل هذه القور فى ظلال المناخ الجاف الحالى.

والحافة الشمالية المطلة على السبخة قد تقطعت هى الأخرى إلى سلسلة من القور المستطيلة الشكل، تتتابع متجاورة أحياناً، ومتباعدة أحياناً أخرى. وقد أمكن فى بعض المواضع تتبع عدد من الأودية الجافة التى نعتبرها المسؤولة بالدرجة الأولى عن تشكيل هذا المظهر الطبوغرافى العام. وهى تجرى فى اتجاه شمالى جنوبى (أودية عكسية، عكس اتجاه الميل الطبقى) وتنتهى فى السبخة، وترفدها أودية أخرى تالية تتخذ مجاريها اتجاه المضرب (شكل ١).

وسطح أجزاء هذه الحافة المشرفة مباشرة على السبخة منبسط صخرى إلا فى بعض المواضع القليلة حيث نجد تجاويف ضحلة ملئت بمواد رملية جيرية ناعمة قليلة التماسك لايزيد سمكها عن سنتيمترات قليلة، هى أجزاء مصغرة مما ندعوه مورفولوجيا «بالبلاطة».

وعند هوامش الحافة نشاهد أجزاء منها وقد انفصلت إلى كتل صخرية متفاوتة الضخامة، انقطع الاتصال بينها وبين واجهة الحافة، ماتزال تنتظر دورها فى الإنسلاخ والتدحرج على المنحدر لتستقر عند حضيضه، وتتعرض للبلى بفعل التقشر والتفتت الناجم عن تتابع الحرارة والبرودة.

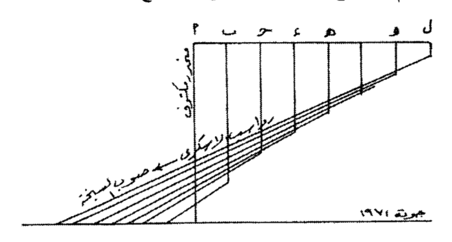

شكل (٣) شريط كلسي يتدلي من أعلى المنحدر على واجهته

ومن فوق الجزء العلوى للحافة الذى يتكون من طبقة جيرية مندمجة متأكسدة بارزة فى هيئة مظلة، تتدلى على واجهة الحافة أشرطة رقيقة كلسية مغبرّة تتراوح أطوالها المعلقة بين ٣٠ – ٨٠ سم، ويتراوح عرضها على امتداد الحافة بين ٢٠ – ٥٠ سم. وهى من الصلابة بحيث تقاوم الريح الشديدة التى ضايقتنا كثيراً فى يوم السبت ١١/١٢/١٩٧١ (شكل ٣).

والمنطقة كما أسلفنا يندر فيها سقوط المطر ولكنها لاتخلو من الرطوبة التى تتكاثف أثناء الليل حين تنخفض الحرارة على تلك الأسطح الجيرية الباردة، وتتجمع القطرات التى تذيب بعضاً من الجير، وتنحدر إلى وجه الحافة حيث يفاجئها الصباح بشمسه المشرقة الحارة، فتتبخر المياه، ويترسب الجير. وهكذا يتوالى حدوث هذه العملية يوماً بعد يوم، وتنمو بذلك بلورات الجير نزلاً صوب أسفل المنحدر مكونة لتلك الأشرطة الجيرية

التى تلفحها الرياح بما تحمله من أتربة فتخلع عليها اللون المغبّر. وسنرى لتأثيرات الندى ظواهر أخرى بعد قليل.

ونأتى الآن إلى **دراسة منحدرات الحافة**. تشرف الحافة الشمالية بجميع أجزائها الممزقة سواء منها ما يزال عالياً وما تآكل وانخفض، بواجهات شديدة الانحدار على أرض السبخة المنبسطة من جهة وعلى جوانبها الشرقية والغربية مشرفة على قيعان أدانى الأودية الجافة من جهة أخرى. والانحدارات فى أجزائها العليا قائمة. ثم يستقيم المنحدر بزاوية مقدارها نحو ٤٠° نتيجة لتراكم الحطام الصخرى على مخارج الطبقات إلا إذا برزت طبقة صخرية صلدة، وهو ما يحدث كثيراً فى المنطقة، فتعطى الجزء المنحدر الذى يقع أسفلها شيئاً من التقوس. أما أسفل المنحدر الذى يميل إلى التقعر نتيجة لانتشار الرواسب الدقيقة فيبدأ بتغير فجائى فى درجة الانحدار من حضيض المنحدر المستقيم الشديد الانحدار، ثم يأخذ فى الانحدار التدريجى إلى سطح السبخة المستوى.



شكل (٤) نشوء ونمو منحدرات إقليم واحة مرادة

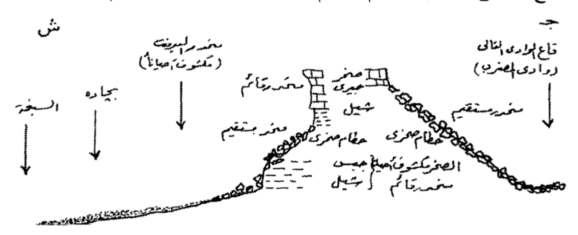
وفى الشكل (٤) محاولة لتوضيح أشكال المنحدرات التى رأيناها فى أجزاء الحافة الشمالية. وفى تصورنا قد بدأ نمو منحدر الحافة بهيئة قائمة تشبه الشكل (٤ – أ) الذى نشأ عن طريق التجوية وفى اعتقادنا أن مظهره الأول الذى يوضحه الشكل (٤ – أ) قد تشكل فى بدايات العصر الجيولوجى الحديث، بغض النظر عن ارتباط الحافة الشمالية والحافات كلها بالنشأة الأولى للمنخفض التى سنعرض لها فى نهاية هذا البحث. وقد لعبت التجوية الميكانيكية دورها الفعال فى تشكيله بالإضافة إلى فعل التجوية الكيميائية التى لانستطيع أن ننكر دورها المساعد، إذ أن الإقليم حتى مع ظروف المناخ الصحراوى الجاف الحالى الذى يسوده لايخلو من الرطوبة التى تعبّر عن وجودها بالندى الذى سبقت الإشارة إليه وإلى تأثيره فى الصخر الجيرى.

وباستمرار تجوية واجهة الحافة المشرفة على السبخة كانت أجزاؤها العليا تتراجع، بينما تنطمر الأجزاء السفلى بالحطام الصخرى الذى يحميها إلى حد كبير من فعل التجوية الميكانيكية، وبطبيعة الحال لا تصلها التجوية الكيميائية نظراً لأن فعل الندى يقتصر على السطح.

وينمو الإسكرى صعداً بسرعة على جانب المنحدر فى الحالات التى يمثلها الشكل (٤- أ، ب ، ج) نظراً لأن مساحة الجزء المكشوف من واجهة المنحدر والمعرض للتجوية أكبر من مساحة الجزء المطمور برواسب الاسكرى. ويصل النمو إلى درجة الاعتدال فى السرعة حين تتساوى بالتقريب مساحتا الجزءين المكشوف والمطمور من واجهة المنحدر وذلك ما يوضحه الشكل (٤-د)، وهو الشكل الذى تظهر به معظم منحدرات واجهات القور وأجزاد الحافة الشمالية المطلة على السبخة.

وفى الجوانب الشرقية والغربية من القور التى انقسمت إليها الحافة الشمالية تلك الجوانب التى تشرف على أدانى الأودية العميقة التى تتجه من الشمال إلى الجنوب صوب السبخة، نجد نمو الاسكرى بطيئاً. (الشكل ٤ بين هـ - و) ويزداد البطء فى نموه بدرجة كبيرة فى الجانب الشمالى المظاهر للسبخة والمطل على الوادى التالى «وادى المضرب»، حيث نشاهد المنحدر كله فيما عدا جزئه العلوى (نحو متر إلى مترين) وقد غطى بغطاء سميك من الحطام الصخرى الخشن.

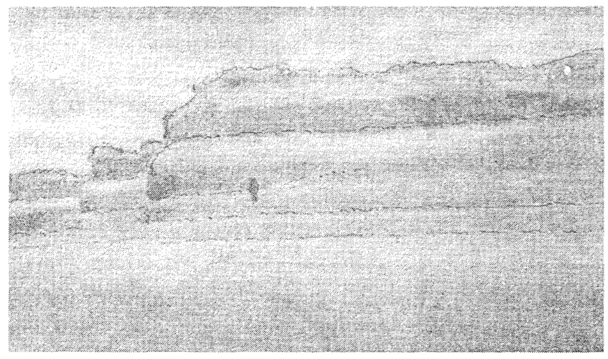
ويحسن بنا هنا أن نجرى مقارنة بين واجهة المنحدر المشرفة على السبخة (الواجهة الجنوبية) وبين الواجهة المطلة على الوادى التالى وهى الشمالية (شكل ٥). فالواجهة الأولى تبدو قائمة فى قسمها العلوى (نحو ١٥ مترا)، وهو قسم مكشوف، وفيه تظهر مخارج لطبقتى الجير والشيل ثم يستقيم المنحدر أسفل غطاء من الحطام الصخرى الخشن



شكل (٥) منحدرات هوامش منخفض مرادة

المنحدرات المشرفة على الأودية التالية إلى اليمين، والمطلة على السبخة إلى اليسار

(٨ متر)، ويعود المنحدر مرة أخرى إلى الانحدار الشديد حيث تبرز مخارج طبقتين من الشيل الجبسى (٤ متر) والشيل النقى (٣ متر) وهذا قسم مكشوف. ثم يرجع المنحدر مرة أخرى إلى الاستقامة ثم يتقعر فى جزئه السفلى حيث يحمل غطاء رقيقاً من المواد الصخرية الدقيقة الحبيبات، ذلك الغطاء الذى يزداد سمكاً نحو سطح السبخة وحتى التقائه بها (بديمنت Pediment، وبجادا Pajada، وبلايا Playa أو سبخة). وهنا نلحظ ظاهرة لها أهميتها فى إحداث التقعر. فإلى جانب فعل الرياح وسفيها للرمال الدقيقة الحبيبات نشاهد مجارى لجداول rills ما تزال الرطوبة تبللها حتى بعد شروط الشمس بنحو ساعتين. وهنا نكتشف أثراً فعالاً للندى الذى لاشك، والحالة هذه، يتجمع بشيء من الوفرة بحيث يكوّن تلك الجداول التى يبلغ عمقها بين ٥ – ١٠ سم وعرضها من أعلى بين ١٠ – ١٥ سم ويبدو قطاعها العرضى فى هيئة الرقم ٧. والجداول بشكلها هذا لاشك قادرة مع الزمن على القيام بفعل تحاتى متحرك فوق منحدر هين الانحدار، يساندها فعل الرياح، ولهذا لاتبقى مكونات التيلاس متراكمة فى هيئة قبابية، وإنما تنتشر وتتوزع فى اتجاه السبخة، فيبدو المنحدر هيناً مقعراً. ومن السهل تتبع سطح البديمنت ابتداء من أسفل المنحدر المستقيم، حيث يتكون من صخر الجبس المكشوف أو المطمور بغشاء رقيق من



شكل (٦) جزء من الحافة الشمالية المشرقة على منخفض مراده. ثلاث كويستات صغيرة تفصل بينها أودية خانقية. يشاهد التمايز في عمليات التجوية في طبقات صخرية متفاوتة الصلابة والمقاومة. واجهات الكويستات شديدة الانحدار. لاحظ منحدر البديمنت الهيّن الانحدار في مقدمة الصورة.

الرواسب الدقيقة، ثم يزداد سمك الرواسب تدريجياً صوب السبخة وهو القسم الذى يدعى باچادا، وأخيراً نصل إلى أرض السبخة الحقَّة.

ولايقتصر فعل جداول «الندى» هذه على القسم السفلى من المنحدر، وإنما يتعداه إلى المنحدر كله من أعلاه إلى أسفله. وهى ظاهرة واضحة فى كل واجهات أجزاء الحافة المشرفة على السبخة، وهى أظهر وأوضح وأكثر أبعاداً فوق منحدرات القور التى تزركش أرض السبخة، وهذا مفهوم بسبب ازدياد نسبة رطوبة جو السبخة.

وجداول الندي تعبير نقترحه لمثل هذه الظاهرة بمفهومها التحاتى المشار إليه، وهو يعبر عن ظاهرة شائعة الوجود فوق المنحدرات المشرقة على سبخة مرادة وفوق منحدرات قورها. هذه الجداول لايمكن أن نرجع تكوينها لفترة مطر سالفة كالأودية الضخمة العميقة التى قطعت كل الحافات التى تحد المنخفض، فهى ليست ظاهرة حفرية، وإلا لانطمست معالمها تماماً نظراً لضالتها خلال الـ ٥٠٠٠ سنة الأخيرة منذ حدوث آخر فترة مطيرة فى العصر الحجرى الحديث. وأنا لم أشاهد جريان قطرات الندى فى مجاريها، ولم يكن من المستطاع فعل ذلك. وإنما أمكن التعرف عليها برؤية ابتلائها بالماء من جهة، ومن جهة أخرى فليس هناك عامل آخر محتمل يمكن أن يعزى إليه تكوين تلك الجداول. فكما سبق أن أشرنا يكاد ينعدم المطر تماماً فى المنطقة.

ويختلف المظهر الجيومورفولوجى للمنحدر الشمالى للحافة الشمالية عن ذلك المنحدر الجنوبى المشرف على السبخة كل الاختلاف (شكل ٥) ووجه الشبه الوحيد بينهما يتمثَّل فى الجزء العلوى المكشوف والقائم الانحدار فى بعض المواضع، والمحدب مع شدة فى الانحدار فى المواضع الأخرى، وهو هنا لايتعدى مترين ارتفاعاً. أما باقى المنحدر فيتغطى بغطاء ضخم من الحطام الصخرى الخشن، ويبدو مستقيماً فى جزئه الأوسط بزاوية انحدار تصل إلى نحو ٤٠°. ثم يتقعر فى قسمه السفلى حينما يلتقى بأرض الوادى التالى (وادى المضرب) المفروشة بالرمال المتوسطة والدقيقة الحبيبات والتى تزخر بحطام الحفريات.

والحطام الصخرى الذى يغطى وجه المنحدر هنا يختلف فى شكله ومظهره كل الاختلاف عن الحطام الصخرى الذى يغطى أجزاء من الواجهة الجنوبية المطلة على السبخة. ففى الأخيرة يتكون من كتل صخرية يدل مظهرها على حداثة تساقطها وتدحرجها. وهى فى معظمها كبيرة الحجم، وتحيط بها كتل أصغر مغبرة متآكلة هى بقايا لكتل أقدم أصابتها التجوية بفعلها وفتّتتها وأعدتها للسفى بواسطة الرياح. والرياح فى هذه الواجهة الجنوبية المطلة على أرض السبخة الفسيحة تعمل حرة طليقة، ولذلك ففعلها

كعامل نحت واكتساح أظهر وأبعد أثراً بكثير منه على الجانب المظاهر حيث يعرقل عملها، بل وتوقفه أحياناً بيئة التيه المضرسة التى تحاذيها، ومن ثم فهى هنا ترسب على قاع الوادى التالى أكثر مما تنحت وتكتسح.

وبينما الرياح تخلى واجهة المنحدر المشرفة على السبخة من الفتات الصخرى الدقيق، وتكتسح أولاً بأول ما تستطيع حمله أو دفعه أو دحرجته من مكونات الإسكرى، فيظل جزء كبير من الواجهة مكشوفاً معرضاً للتجوية، نجدها تعجز عن فعل ذلك على الواجهة المظاهرة التى تتغطى حتى قرب قمتها بحطام صخرى خشن يزداد سمكاً بالاتجاه نزلاً. وهذا هو السبب فى تطور شكل هذا المنحدر إلى الهيئة العادية للمنحدرات التى تبدو محدبة فى أعاليها، ومستقيمة فى أواسطها، ومقعرة عند أسافلها. فعملية التجوية نشطة نوعاً فى الجزء العلوى المكشوف الذى يتراجع باستمرار بينما الأجزاء الأخرى مجال للترسيب، خصوصاً مع ضعف تأثير الرياح هنا كعامل نقل، فيتعطل تراجعها.

والحطام الصخرى الذى يفترش وجه المنحدر الشمالى قديم بنى اللون داكن، ويتركب من حبيبات رملية خشنة ومتوسطة متماسكة فى هيئة شرائح مستطيلة متفاوتة الطول (٢٠ – ٥٠ سم) والعرض (١٥ – ٢٥ سم) والسمك (٥ – ١٠ سم) بعضها منفصل منفرد، والبعض الآخر ما يزال ممسكاً بوجه المنحدر. ولايشك فى معاناته لتجوية طويلة الأمد، فهو يمثل مخلفات لكتل صخرية كبيرة استجابت معظم مكوناتها لعمليات تجوية ميكانيكية (التقشر والتفكك بتتابع الحرارة والبرودة) وكيميائية (الإذابة بفعل الندى) بطيئة. ويكاد يكون المنحدر الشمالى فى حالة توقف تام باستثناء الجزء العلوى، بينما المنحدر الجنوبى، فى حالة تراجع أنشط ومتوازى لحد كبير.

وحين نترك الحافة المطلة على المنخفض ونتجه شمالاً نجد تيهاً من الأرض الوعرة تمتد على مدى البصر فى كل اتجاه. ويمكن للمورفولوجى أن يميز فى هذا التيه عدداً من الأشكال الأرضية المختلفة. فالهضبة قد تمزقت إلى عدد هائل من التلال المتخلفة المتباينة الأشكال والأبعاد (شكل ١): بعضِها مستدير أو بيضاوى أو مستطيل شديد انحدار الجوانب، وبعضها الآخر مخروطى أو مُدبَّب القمة هين الانحدار. وهى تتزاحم متجاورة أو متقاربة أحياناً، وتتباعد عن بعضها أحياناً أخرى.

وأكثر هذه التلال ارتفاعاً واتساعاً هى ما تتغطى قممها بطبقة سميكة من الحجر الجيرى المندمج، ومثلها قارة الغزالة التى تقع شمال قرية مراده بنحو ٣٠ كم.

وتظهر قارة الغزالة كأبرز مظهر تضاريسى تشاهده وأنت آت من الشمال. ويبلغ ارتفاعها زهاء ٦٠ متراً فوق سطح الأرض المحيطة بها. ويغلب فى تكوين جرمها الظاهر

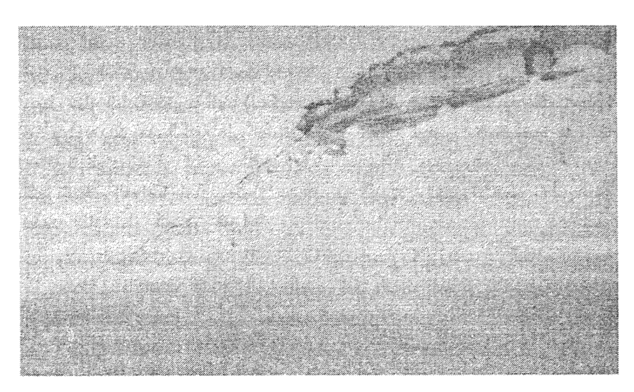
الصخر الجيرى الناصع البياض. وسطح القارة تام الاستواء، ويبدو فى هيئة مستطيلة أقرب إلى البيضاوية (١٠٠٠ متر × ٦٠٠ م تقريباً)، وهو صخرى صلب بنى اللون، ويمثل سطح الطبقة الجيرية العليا (سمكها نحو ٢ متر) التى أصابتها التجوية وخلعت عليها لوناً بنياً. وترتكز هذه الطبقة على الصخر الجيرى الناصع البياض أسفلها، وتبرز هوامشها معلقة تنتظر دورها فى التكسر والتساقط بفعل الجاذبية الأرضية. ويلى الطبقات الجيرية التى تكتنفها الفواصل تعاقب طبقى من الصخر الجيرى والشيل الأخضر. وفى أسفل منحدر القارة تظهر الصخور الرملية.

ولايختلف شكل منحدرات قارة الغزالة كثيراً عن شكل منحدرات الحافة المشرفة على السبخة. فالانحدار قائم فى الجزء العلوى المكشوف ثم يأخذ فى الاستقامة ويتغطى بالحطام الصخرى الذى تتضاءل أحجام مكوناته نزلاً حتى نصل إلى حضيض القارة حيث تتوزع المفتتات الدقيقة ويأخذ المنحدر شكله المقعر. ويضطرب هذا النظام هنا وهناك حينما تبرز الطبقة الجيرية البيضاء الصلدة المقاومة، فوق طبقة من الشيل الأخضر الهش، ويحدث هذا ابتداء من أواسط المنحدر نحو أسافله.

وحين نرقى سطح القارة وننظر فى كل اتجاه نشاهد معظم المظاهر الجيومورفولوجية التى يمكن أن نصادفها فى الصحارى. فكل ما تبقى من السطح الأصلى للهضبة الصحراوية يتمثل فى كتل صخرية عمدانية تتميز بأسطح منبسطة مستديرة الشكل أو مدببة، ذات جوانب شديدة الانحدار، تنتهى فى كل الحالات بمنحدرات سفلى مقعرة. وقد تحتشد هذه الأشكال متجاورة ومتفاوتة الأحجام والارتفاعات وقد تتباعد عن بعضها، فتتاح الفرصة لظهور البيئة الحوضية المدرجة. وهنا ينحدر السطح فى سلسلة من المصاطب المتعاقبة تمتد حافاتها فى هيئة أقواس تحيط بمنخفض ضحل تكسوه الرمال الدقيقة، وقد تزركشه كتل نباتية متفرقة. وهنا وهناك يبرز المظهر الجيومورفولوجى فى هيئة كويستات نرجىء مناقشتها لدراسة مستقلة.

الجانب الغربي:

وحين نتجه إلى الغرب نجد الحافة المشرفة على السبخة مسننة ومقطعة. ونرى هامش الهضبة وقد مزقته الأودية الخانقية المتباينة الاتساع والعمق إلى عدد كبير من القور والألسنة الصخرية التى تبرز هنا وهناك محتضنة أجزاء من السبخة. ولقد تستقيم الحافة فى بعض المواضع فى هيئة كويستات كما هى الحال فى الجانب الشمالى نشير إليها فيما بعد.

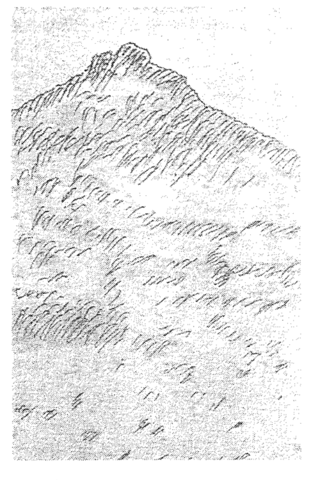


شكل (٧) جزء من الحافة الغربية: القسم العلوي من المنحدر جيري مكشوف (الوجه الحرّ Free Face)، وفيه (أعلى الصورة جهة اليمين) يظهر مدخل لكهف. ويبدو المنحدر المستقيم مطموراً تماماً بالرواسب

ولايختلف المظهر الجيومورفولوجى لهذا الجانب الغربى عن الجانب الشمالى. فمندرات أجزاء الحافة المشرفة على السبخة شديدة الانحدار أو قائمة فى أعاليها، ومستقيمة فى أواسطها، وهينة الانحدار مقعرة فى أسافلها. والحطام الصخرى خشن فوق المنحدر المستقيم دقيق الحبيبات فوق المنحدر السفلى. ويبدأ الأخير بتغير فجائى فى درجة الانحدار حيث يبدأ سطح البديمنت الذى قد يظهر مكشوفاً عارى الصخر، وقد يتغطى بغطاء رقيق من الرمال المتوسطة الحبيبات ومنه إلى البچادة ثم إلى مسطح السبخة. وفيما وراء الحافة نشاهد نفس التيه المهلهل والأرض الوعرة المضرسة والمرصعة بعشرات القور المتباينة الأشكال والأحجام. وهنا وهناك يبدو المظهر الحوضى المدرج بوضوح.

والتتابع الطبقى الصخرى للحافة والقور يماثل ما وجدناه فى الجانب الشمالى. وأكثر القور ارتفاعاً ما توج قممها حجر جيرى مندمج. وتشذ عن ذلك القارة السوداء التى تعرف محلياً بالجبل الأسود والتى تقع قرب موقع الطرفيات، إذ تعلوها طبقة من صخر رملى لونه بنى داكن أو مسود، يتركب من حبيبات مندمجة ما هى إلا عقد سليكية وحديدية نرى أنها قد تخلفت عن تجوية الصخور الجيرية. وتظهر تلك الطبقة العليا فى شكل قلنسوة القسيس السوداء وترتكز على عنق جيرى قائم الانحدار، تنتشر أسفله على أكتاف القارة

ومنحدراتها الوسطى الهينة نوعاً كميات ضخمة من الحطام الصخرى المشتق من تآكل تلك الطبقة. ومن ثم يبدو جرم القارة من بعيد وكأنه بركان بازلتى خامد أسود اللون يبرز فى وقار القسيس بثوبه الكهنوتى وسط رعية من القور الفاتحة اللون (شكل ٨).



شكل (٨) القسم العلوي من الجبل الأسود. تعلو التل المتخلف طبقة من الصخور الرملية الحديدية الداكنة اللون. وقد انتشر ما تآكل منها من حطام فوق منحدرات التل ومن حواليه لمسافة تصل إلي نحو ٢ كم!!

وتبدو الطبقة الرملية مقعرة السطح فى هيئة ثنية مقعرة ضحلة. وإذا ما تصورنا الشكل الأصلى لسطح الهضبة قبل أن تصيبها التعرية بفعلها، وافترضنا وجود تجويف ضحل بها فى هذا الموضع وحواليه، إذن لسهل علينا فهم تكوين تلك العدسة الجيولوجية الصخرية من نتاج التعرية فى صخر جيرى. ولاشك أن هذه الطبقة المحدودة الأبعاد حالياً كانت أكثر اتساعاً، يدل على ذلك كمية الحطام الصخرى الضخمة المشتقة منها والتى تناثرت فوق منحدرات القارة وفوق قيعان الأودية المحيطة بها.

الجانب الجنوبي:

وحينما نترك الجانب الغربى ونتجه جنوباً نعبر سلسلة من القور المستطيلة التى تأخذ اتجاهاً عاماً غربياً شرقياً، ومنها قارة المسلة، وننتهى إلى سبخة منعزلة هى سبخة الحيرة، التى تحدها جنوباً وغرباً حافة شبه متصلة تمثل واجهة لحافة صخرية ينحدر سطح ظهرها انحداراً هيناً نحو الجنوب لايتفق مع ميل الطبقات الصخرية الذى يأخذ اتجاه الشمال. وما تلبث الأرض بعد ذلك أن ترتفع بالتدريج صوب الجنوب حيث تبلغ ارتفاعاً يتراوح بين ١٥٠ - ٢٠٠ متر فى منطقتى الراقوبة وزلتن حيث يقع حقلان للبترول تابعان لشركة إسو، ويوجدان فى منخفضين تكتنفهما الحافات العالية.

وحين نرقى قمة الحافة الصخرية التى تشرف على سبخة الحيره، ونوجه أنظارنا

جـهـة الشـرق والجنوب نشـاهد بحـاراً من الرمـال الممـوجـة. ولايقطع هذا المظهـر الجيومورفولوجى العام سوى بعض من التلال المتخلفة المتباعدة عن بعضها تطل برؤس صغيرة فى معظم الأحيان. وهى تبدو حينئذ أشبه بمخروطات مدببة القمم حين يغطيها غطاء رقيق من حبات الرمال، وأشبه بأكوام التّلال حين تنطمر برمال كثيرة تخلع على جوانبها الانحدار الهين السهل. وتشذ عن ذلك قارة زعموط الرحىّ المستطيلة المنبسطة السطح، وكذلك قارة زعموط بوخريص المستديرة الشكل (شكل ١).

من هذا نرى أن حافة المنخفض من جهة الجنوب غير واضحة المعالم. فظواهرها تنطمر أسفل غطاء ضخم من الرمال. ويحدث تراكم الرمال وتتكون الكثبان الرملية حيث تصطدم الرياح بعقبات فى طريقها، أو حيث تتسع مجالات هبوب التيارات الهوائية، وتلك شروط تتوافر فى الجانب الجنوبى من المنخفض. وما تلبث الرمال أن تنتشر وتتوزع فوق مساحة شاسعة على شكل غطاء مموج، أو قد تصير الرمال إلى تلال أو إلى سلاسل من التلال الرملية.

وتظهر فوق سطح الغطاءات الرملية أشكال صغيرة نسميها **بالتموجات الرملية والحافات الرملية**. وهى تبدو بهيئة عروق صغيرة بارزة يتراوح ارتفاعها بين ٥ – ١٠ ملم، وتفصلها عن بعضها خطوط غائرة. وقد تمتد متوازية أو قد تتقطع إلى أجزاء صغيرة أو قد تتوزع وتتشابك حين تحل فجوات محل الخطوط الغائرة فتنتظم الحافات أو العروق حينئذ فى هيئة شبكية، ويصبح المظهر المورفولوجى للمنطقة كورقة شجرة أو ريشة طائر. وهى على أى حال أشكال عابرة زائلة، إذ أنها تتحرك وتغير مواضعها مع هبات الرياح وقد تتلاشى تماماً. وفى نشأة هذه الأشكال الصغيرة نرى أنها تتكون بسبب اختلاف كثافة حبات الرمال وعدم التجانس فى أحجامها والتباين فى درجة تحركها، ثم عن طريق هبوب الرياح فى شكل دفعات أو هبات متقطعة.

ويتميز القسم الشرقى من بحر الرمال هذا بوجود نطاق كبير من **سلاسل الكثبان الرملية المتوازية** التى تمتد فى اتجاه عام من الشمال الشرقى نحو الجنوب الغربى. وإذا ما كـانت الرياح الشمـالية الغربية هى السائدة فى المنطقة، وهى بطبيعة الحال المسؤولة عن تكوين هذه السلاسل من الكثبان، فإنها حينئذ تدخل ضمن نمط الكثبان العرضية أو المستعرضة. وقد أمكن الاستدلال على اتجاه الرياح من دراسة منحدرات الكثبان. فمنحدراتها المواجهة للشمال الغربى (من حيث تأتى الرياح) هينة الانحدار (بين ٥ – ١٠°) بينما تنحدر جوانبها المظاهرة لهذا الاتجاه انحداراً شديداً فى البداية، ثم يتلو ذلك انحدار هين نوعاً بزوايا تتراوح بين ١٠ – ٢٠° كما أن هنالك بدايات للتحول إلى

شكل البرخان فى بعضها حيث نجد انحناءات عند الأطراف تجاه الجنوب الشرقى. أما قمم الكثبان فتبدو فى هيئة أقواس فسيحة محدبة (شكل ١).



شكل (٩) جزء من الحافة الشرقية. تبرز الطبقة الجيرية العليا الصلدة في هيئة مظلة «حجفا»، أسفلها المنحدر القائم (صخري جيري لين نوعاً وناصع البياض)، ويبدأ المنحدر المستقيم عند أقدام الرجال الثلاثة. وتبدو في مؤخرة الصورة جهة اليمين قارة مستوية السطح من القور التي ترصّع أرض السبخة

الجانب الشرقي:

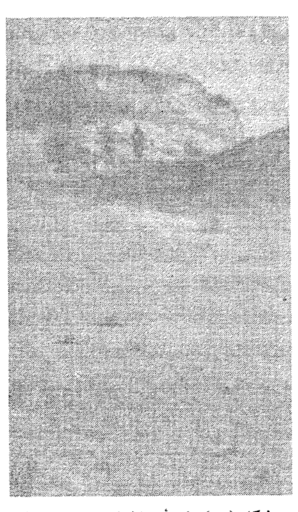
تحد المنخفض من ناحية الشرق حافة شديدة الوضوح أقل تسنناً وتعرجاً بكثير من الحافتين الشمالية والغربية وهى تبدو متصلة مستمرة فيما عدا بعض المواضع التى تقطعها وديان جافة خانقية عميقة شديدة انحدار الجوانب. وفى تلك المواضع تظهر بعض القور المتخلفة عن عملية التقطيع. وتبدو الحافة أيضاً متناسقة الارتفاع، وتمتد بهذا الشكل المتصل المتجانس المستقيم زهاء ٤٠ كم. وينتهى طرفها الشمالى الغربى بأرض مضرسة، وحينئذ ندخل مرة أخرى فى نطاق الجانب الشمالى من المنخفض حيث نجد البيئة الممزقة التى سبق وصفها. وسنعرض لمناقشة هذه الحافة عند الكلام عن ظاهرة الكويستا.

الأودية الجافة

نحن نعتقد أن التقطع الشديد الذى أصاب هوامش الهضبة الميوسينية المشرفة على المنخفض خاصة من الشمال والغرب إنما يرجع فى معظمه لفعل الماء الجارى فى عصر مضى. وليس من السهل تتبع مجارى تلك الأودية القديمة فى وقتنا الحالى، كما قد تعذر العثور على مدرجات تكتنف جوانبها، نظراً لأن معظم معالمها قد انطمس بفعل الرياح. ومع هذا فمن الممكن

التعرف على أجزاء من تلك المجارى الجافة فى أكثر من موضع. مثال ذلك فيما بين قارتى حصين الرجيلى والبيضا على جانبى الطريق القديم الذى يصل مراده بالعقيلة، وفى النطاق المحيط بقارة المطر فى الغرب، وعند التقاء الحافة الشرقية بالجانب الشمالى .. (انظر الخريطة شكل ١). وهى جميعاً تتخذ اتجاهات شمالية جنوبية أو غربية شرقية أو فيما بين هذين الاتجاهين.

وحينما نشاهد نسيج هذا التقطع المتقارب لهوامش الهضبة المطلة على المنخفض بل والمزدحم فى كثير من الأحيان، ونرى تلك الأودية العميقة المسطحة القيعان الشديدة انحدار الجوانب الصخرية، فإنه لاتفسير لذلك إلا القول بأن المنطقة قد أصابها المطر فى عصر سالف. ونحن لانقصر تأثير الأمطار والمجارى المائية القديمة على تقطع هوامش الهضبة المشرفة على المنخفض فحسب، بل إننا نعتبرها من العوامل الرئيسية المسئولة عن حفر منخفض مراده ذاته.



شكل (١٠): في أعلا الصورة حيث يقف الأخ صميدة وسائق السيارة يقع مخرج واد خانقي جاف. وفي مقدمة الصورة تظهر شبكة جداول الندي والرشح، وهي من بين العوامل المسئولة عن استمرار تشكيل منحدرات هوامش منخفض مراده. وفي وسط الصورة تظهر الكتل الصخرية المتدحرجة علي منحدر البديمنت.

ولقد سبق لى أن عرضتُ رأياً فى الفصل الثانى من كتاب العصر الجليدى (١٩٦٦، ص ٣٢ وما بعدها)، ذلك الرأى الذى يسهل لنا فهم الكثير من مثل هذه الظاهرات الجيومورفولوجية المربكة فى تفسيرها، وفيه نفترض «أن الذبذبات المناخية التى حدثت أثناء عصر البلايوستوسين قد صحبها تزحزح فى النطاقات المناخية، وبالتالى تزحزح فيما يتصل بها ويصحبها من حياة نباتية وعمليات جيومورفولوجية ومناخية. فالتحول المناخى إلى البرودة على وجه الأرض يعنى بناء على ذلك أن كل

النطاقات المناخية تتقدم أو تتزحزح تجاه الدائرة الاستوائية، كما يعنى التحول إلى الدفء أن النطاقات تتراجع تجاه القطب».

وبناء على هذا الرأى الذى عززناه مؤخراً بآراء تضمنها بحث عن «عصور المطر فى الصحراء الكبرى ...» (١٩٧١)، كان نطاق مناخ البحر المتوسط المثالى الذى ينحصر حالياً بين دائرتى العرض ٣٢ْ – ٤٥ْ ش كان يتزحزح جنوباً وينضغط بين دائرتى العرض ٢٨ْ – ٣٦ْ ش. معنى هذا أن منطقة منخفض مراده التى تقع إلى الشمال من دائرة العرض ٢٩ْ ش، كانت أثناء الفترات الباردة أو الجليدية الشمالية تدخل ضمن نطاق مناخ البحر المتوسط آنذاك، وكان يصيبها قدر من المطر الشتوى يعادل ما يصيب دائرة العرض ٣٣ْ ش فى وقتنا الحاضر على وجه التقريب، أى قدر ما يتساقط على بلدة مثل توكره الواقعة على خط عرض ٢٠ ٣٢ْ شمالاً (شمال شرق بنغازى قرب الساحل)، وهو قدر يناهز ٤٠٠ ملم. وبالتالى كان نطاق المنخفض يقع تحت تأثير عمليات وقوى جيومورفولوجية مناخية تختلف عن مثيلاتها فى العصر الحاضر، وبالتالى قد عانى من فعل وتأثير التعرية المائية الشىء الكثير.

وحين ننظر إلى الشكل رقم (١) المرفق بالبحث الخاص بعصور المطر الآنف الذكر، ونتابع خط الرطوبة الخاص بنطاق شمال وسط الصحراء الكبرى (جنوب الجزائر وليبيا ومصر فيما بين دائرتى العرض ٢٥ْ – ٣٠ْ ش) نرى سلسلة طويلة متتابعة من فترات المطر والجفاف ابتداء من عصر البلايوسين وعبر البلايوستوسين وحتى نهاية القسم الأول من الهولوسين. وقد عثر على آثار جيولوجية ومورفولوجية وبيدولوجية فى جهات من ليبيا داخل هذا النطاق من العروض تشير كلها إلى حدوث فترات مطيرة استمرت من الزمن الثالث الحديث حتى الزمن الرابع.

وما تزال فترات المطر فى البلايوستوسين الأسفل تعوزها بعض الأدلة، ولكن ليس من شك فى حدوث فترتين مطيرتين شديدتى الوضوح فى نطاق العروض هذا (بين ٢٥ْ – ٣٠ْ شمالاً) الذى يقع فى جزئه الشمالى إقليم منخفض مراده (خط عرض ٢٩ْ شمالاً) تعاصران فترتى الجليد ريس، وڤورم. كما أمكن التعرف على فترة مطر أخيرة حدثت فى الفترة الزمنية التى يسميها المتخصصون فى الآثار وفى الجغرافيا التاريخية «العصر الحجرى الحديث» (تاريخه فى مصر ٥٠٠٠ ق. م) ومن بعد ذلك حلت ظروف مناخ الصحراء الحالية بعملياتها الجيومورفولوجية المعروفة.

معنى هذا أن تشكيل سطح النطاق الصحراوى الذى يقع فيه منخفض مراده قد عانى خلال فترة طويلة شملت الزمن الرابع كله وامتدت إلى القسم الأخير من سابقه من تأثير نوعين من العمليات الجيومورفولوجية المناخية فى أثناء سلسلة من الفترات

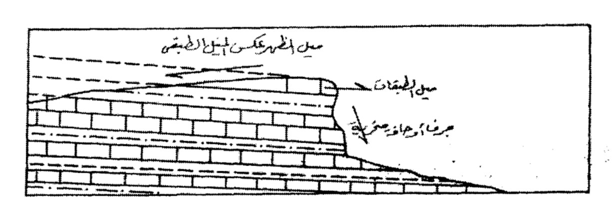
المتعاقبة: نوع يسود الآن إقليم البحر المتوسط الذى يتميز بصيفه الحار الجاف وشتائه الدّفيئ المطير، والنوع الآخر يسود منطقة المنخفض ذاته فى وقتنا الحالى وهو المناخ الصحراوى الجاف المتطرف الحرارة.

وفى أثناء الفترات المطيرة كانت الأودية تجرى بالمياه ولو فصلياً وكان جريانها سريعاً بل وفى هيئة سيول. وهذا النمط من الجريان تسمح به طبيعة التضرس فى المنطقة من جهة، وطبيعة تساقط المطر الشتوى من جهة أخرى، فهو يهطل فى هيئة وابل. يضاف إلى ذلك أن الهطول يأتى فى الشتاء عقب صيف حار جاف أثناءه تتشقق الصخور وينحلّ تماسكها من أثر التجوية الميكانيكية. وتأتى الأمطار والسيول بعنفوانها فتجد بيئة صخرية قد سبق إعدادها للنحت والاكتساح فيعظم أثرها فى تعرية المنطقة. وإذا كنا الآن لانجد واضحاً من شبكة الأودية سوى أجزاء يسيرة، فإنما يرجع سبب ذلك إلى انطماس كثير من معالمها بالرمال، وبفعل التعرية الهوائية التى استطاعت تحويل قسم عظيم من هوامش الهضبة فى الشمال والغرب من المنخفض من بيئة الأودية إلى بيئة الأحواض الضحلة التى تكتنفها الحافات المقطعة وتزركشها التلال المتخلفة.

الكويستات

كلمة كويستا Cuesta كلمة أسبانية تستخدم فى الجيومورفولوجيا للدلالة على تل أو شكل أرضى يتألف من منحدر شديد عكس ميل الطبقات يسمى بحافة أو واجهة الكويستا Cuesta Scarp، ومن منحدر سطحى هين الانحدار يمتد مع ميل الطبقات يمكن تسميته بمنحدر الميل الطبقى Dip-slope أو ظهر الكويستا.

ومهما اختلفت عوامل تكوين الحافات، فينبغى أن نقصر استخدام كلمة كويستا على الشكل الأرضى الذى يتميز بالخصائص السالفة الذكر. ولاشك أن كل الحافات التى

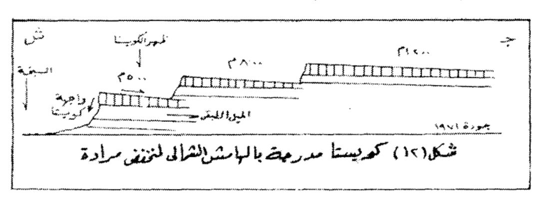


شكل (١١) الحافات الصخرية المطلة علي سبخة مراده كما تبدو في بعض أجزاء الجانب الجنوبي للمنخفض

تكتنف منخفض مراده قد أنشأتها عمليات واحدة. ولكننا نستبعد كل أجزاء الحافة الجنوبية وبعضاً من أجزاء الحافة الغربية المشرفة على السبخة من مفهوم الكويستا كشكل أرضى حتى ولو كانت انحدارات أسطح ظهورها تميل فى اتجاهات معاكسة لاتجاهات انحدارات واجهاتها، وهذا ما لاحظناه فى بعض المواضع (شكل ١١) وهذه يمكن أن نطلق عليها تعبير الجروف أو الحافات الصخرية.

ويمكن القول عامة بأن كويستات إقليم مراده قد نشأت ونمت نتيجة لتأثير أنماط من عمليات التعرية والتجوية فى طبقات صخرية متعاقبة ومتفاوتة الصلابة والمقاومة، وتميل هذه الطبقات ميلاً هيناً (بين ٣° - ٤°) صوب الشمال، وتتركب من صخور جيرية تتعاقب مع صخور الشيل والصخور الرملية. وينبغى أن نشير إلى أن تشكيل الكويستات ما يزال مستمراً، وإن كان يسير بصورة بطيئة تحت ظروف المناخ الجاف الحالى. ونحن نشاهد فى كل مكان أسفل واجهات الحافات كتلاً صخرية محطمة، وأخرى ما تزال معلقة على قسم أو آخر من منحدر الواجهة تنتظر دورها فى التدحرج والسقوط.

ومن السهل تتبع عدد من الكويستات فى نطاق الهامش الشمالى: بعضها منفرد والبعض الآخر يبدو بهيئة مدرجة. وإذا تغاضينا عن التقطيع الشديد الذى أصاب ظهورها فإنها تبدو بالشكل رقم (١٢) كما يتضح إلى الشرق من قارة البيضا، وإلى الشرق أيضاً من قارة المطر (انظر الخريطة شكل ١).



شكل (١٢) كويستا مدرجة بالهامش الشمالي لمنخفض مراده

وقد سبق أن ذكرنا أن المنخفض يحده من جانبه الشرقى حافة صخرية متصلة متناسقة الارتفاع. ونحن نعتبرها واجهة لكويستا ضخمة. وتأخذ تلك الواجهة اتجاهاً شماليا غربياً - جنوبياً شرقياً فيما بين خطى طول ٢٦ ١٩° - ٤٠ ١٩° شرقاً، وينحدر سطح ظهرها انحداراً هيناً متناسقاً صوب الشمال متفقاً مع اتجاه الميل الطبقى حتى حضيض واجهة أخرى أقل وضوحاً.

ويمكن تقسيم الواجهة إلى ٣ أقسام: قسم متصل مستقيم تقريباً، يمتد فيما بين خطى طول ٢٦ ١٩° – ٣٢ ١٩° شرقاً، وقسم آخر يليه فى اتجاه الجنوب الشرقى يفصله عن القسم الثالث والأخير وادى جاف خانقى. ويتميز القسمان الأخيران بالتقطع بواسطة عدد من الأودية الجافة الخانقية.

وتتصف واجهة الكويستا فى معظم أجزائها وعلى امتداد طولها بوجه عام بانحدار شديد قائم فى قسمها العلوى الذى يتركب من صخور الجير التى تكتنفها الفواصل وصخور الشيل (أسفل الجير)، وهذا هو القسم الذى يمثل الوجه المكشوف من المنحدر، وحافته العليا حادة وليست مستديرة محدبة. ويلى الوجه المكشوف إلى أسفل قسم مطمور بالحطام الصخرى ونسميه بالوجه المطمور وهو يمثل المنحدر المستقيم، وتصل درجة انحداره حتى ٤٠°. وعند أسفله نجد تغيراً فجائياً فى درجة الانحدار فنشاهد ما يشبه مصطبة تنحدر انحداراً هيناً على امتداد مسافة تصل فى بعض المناطق إلى نحو ٢٠٠ متر حتى أرض السبخة المنبسطة المستوية، وهو القسم الذى يبدو مقعراً فى أسفل الواجهة والذى يدعوه الجيومورفولوجيون بأسماء مختلفة منها البديمنت Pediment.

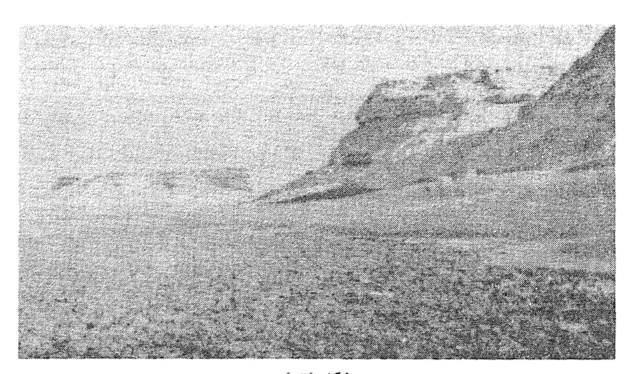
وينحدر ظهر الكويستا انحداراً هيناً فى اتجاه الميل الطبقى العام نحو الشمال حتى نهايته فى أسفل حافة أقل وضوحاً فى الشمال الشرقى خارج نطاق الخريطة. وعلى الرغم من أن ظهر الكويستا مقطع إلا أنه أقل تمزقاً بكثير من الهوامش الشمالية والغربية من المنخفض. وهنا أيضاً تظهر البيئة الصحراوية الحوضية فى كثير من الجهات. ومن المكن تتبع عدد من الأودية الجافة أظهرها الوادى الخانقى الطويل الذى يتجه من الجنوب نحو الشمال وترفده مسيلات جافة كثيرة (فى الشمال الشرقى خارج نطاق الخريطة).

ظاهرة البديمنت

سبق أن ذكرنا الكثير عن الجزء السفلى المقعر عند حضيض منحدرات الحافات التى تحيط بسبخة مراده. وهو فى الجانب الشمالى والغربى يبدو مقطعاً غير متصل بسبب تمزق الحافتين، ولكنه فى كل حالة يبدأ قطاعه العرضى من أسفل المنحدر المستقيم بتغير فجائى فى درجة الانحدار، ثم يصبح الانحدار هيناً لبضع عشرات من الأمتار. ويظهر الصخر عارياً ثم ينطمر تدريجياً بغطاء من الرواسب الدقيقة يزداد سمكه شيئاً فشيئاً إلى أن يصل إلى مسطح السبخة. والجزء المطمور من سطح البديمنت هو ما يمكن تسميته بالباچادة. ومنحدر البديمنت والباچادة (يطلق البعض كلمة بيدمونت Pledmont على الإثنين معاً) ضيق عند أسافل الحافات الشمالية والغربية، لكنه يتسع عرضاً (حتى ٢٠٠م) ويتصل امتداداً على طول الحافة الشرقية.

وتتعدد الآراء فى كيفية نشوء البديمنت، ويمكن إجمالها فى ثلاث نظريات:
الأولي، تعزو النشأة إلى عملية تعرية أو تسوية جانبية بفعل الماء الجارى.
والثانية، تؤمن بعمليات غسل وإزالة المواد تتم بواسطة التعرية المائية الغطائية.
والثالثة، ترجح التراجع المتوازى للمنحدرات بفعل عمليات التجوية لتفسير نشوء البديمنت.

وعلى الرغم من أن إقليم مراده قد عانى الكثير من تأثير التعرية المائية إبّان الفترات المطيرة إلا أننا نستبعد نظرية التسوية الجانبية بفعل المجارى المائية التى كانت تترنح من جانب لآخر حينما كانت تخرج من واجهات حافات الهضبة الأصلية وتقوم بعمليات التقويض السفلى عند حضيضها، ومن ثم تنشئ مراوح صخرية تتحد مع بعضها مكونة للبديمنت. فقد كان المنخفض فى تصورنا يمتلئ بالمياه إلى أسافل الحافات، وإليه كانت تنتهى مياه المسيلات المائية، فيتوقف فعلها التحاتى. ولهذا فنحن نرجح نشوء البديمنت فى إقليم مراده عن طريق تراجع المنحدرات بفعل التجوية الميكانيكية والكيميائية، ونرى أن سطح البديمنت يمثل منطقة عبور للمواد المتآكلة التى يتم نقلها حالياً بواسطة الجاذبية الأرضية والرياح وجداول الندى. وبهذا الفكر كان وصفنا التفصيلى لمنحدرات جميع الحافات المطلة على سبخة مراده كما سبق أن رأينا.



شكل (١٣)

مخرج واد جاف من الحافة الشمالية (يمين الصورة)، وقارة (مؤخرة الصورة). وفي مقدمة الصورة يظهر جزء من السبخة مغطي بصحائف الأملاح المتصلبة التي غلفت بغشاء من الغبار. لاحظ منحدرات الحافة والقورة.

مورفولوجية السبخة

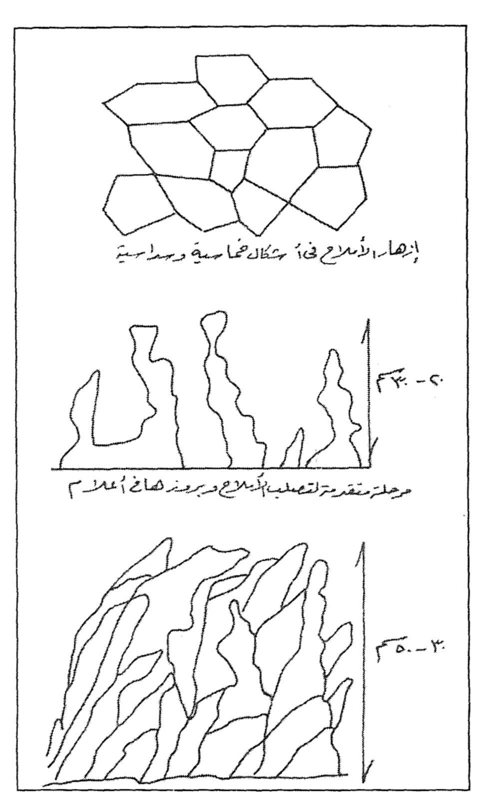
حين نصعد فوق قارة من القور التى ترصع السبخة أو فوق مرتفع من أجزاء الحافات التى تشرف عليها، نشاهد السبخة أشبه بسهل فسيح تام الإستواء. وتبدو بلون بنى داكن نوعاً، يأخذ فى الاصفرار تجاه الهوامش الرملية. وهنا وهناك تظهر مزركشة بقشور ملحية ناصعة البياض وأملاح السبخة خليط من كلوريدات المغنسيوم والبوتاسيوم والصوديوم (ملح الطعام) وكبريتات الكالسيوم (الجبس). ويكثر وجود أملاح المغنسيوم والبوتاسيوم فى القسم الشرقى من السبخة وهو أكثر أجزائها انخفاضاً، بينما يكثر وجود الهالايت (كلوريد الصوديوم) والجبس فى القسم الغربى منها.

وتنتظم سبخات مراده فى هيئة شريط عريض يمتد امتداداً عاماً من الحافة الشرقية إلى الحافات الغربية، وغير بعيد من حضيض الحافة الشمالية. ولايحيد عن هذا الامتداد العام سوى سبخة الحيرة التى تقع متطرفة فى الجنوب الغربى وتبعد عن امتداد الشريط السبخى الرئيسى بنحو ٨ كم ويفصلها عنه أرض مضرسة.

ويزركش أرض السبخة التى تمثل قاع المنخفض عدد من التلال المتخلفة بعضها منعزل، مثل قارة الديابيّة، أو محتشدة فى مجموعات مثل قور الخفيف والدكر، أو قد تبرز متجمعة متساندة فى أحضان الحافات الشمالية والغربية مثل قور المزالة وحصيّن الرجيلى والمطر والطرفيات. وتصبح التلال المتخلفة أكثر ارتفاعاً بوجه عام قرب الحافات. ومع هذا نصادف تلالاً لا ترتفع لأكثر من بضعة أمتار فيما بين التلال العالية



شكل (١٤) إزهار الأملاح في أشكال رباعية وخماسية ...



المرحلة النهائية: تراكم البروزات الملحية فوق بعضها، فتبدو أشبه بمسطحات مضرسة من قطع الفخار وقد ركبت فوق بعضها في أوضاع مضطربة

شكل (١٥) مورفولوجية السبخة

المجاورة للحافات. وهوامش الشريط السبخى إما أن تكون رملية أو صخرية، وهى تبدو واضحة إلا حيثما تطمس معالمها الرمال الوفيرة.

وتتركب القور التى تبرز فوق أرض السبخة من طبقات صخرية أفقية تماماً من الجبس الصحائفى والمتبلور النقى، يليها إلى أسفل طبقات من الشيل البنى المصفرّ، والشيل الرملى ثم الحجر الرملى الذى يكون قواعدها. وتبدو منحدرات القور شديدة قائمة فى أعاليها ثم تستقيم أسفل غطاء من الحطام الصخرى الذى يفترش أسافلها وأجزاء من محيطها على أرض السبخة، وهى تتآكل بفعل التجوية الميكانيكية، وتأثير الرياح كما أن فعل التجوية الكيميائية فيها أظهر من نطاقات الحافات الرئيسية نظراً لإحاطتها بأرض السبخة الرطبة التى ترشح دائماً بالمياه فيما حواليها (شكل ٢).

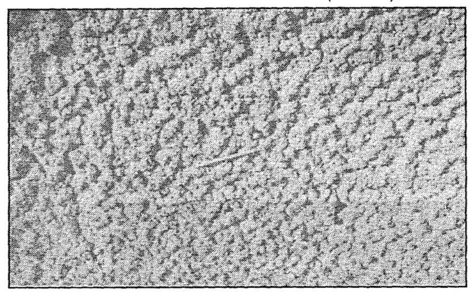
وعلى الرغم من الاستواء العام الذى يبدو به سهل السبخة إلا أن السطح مضطرب. ومرد ذلك إلى القشور الملحية التى تتراكم فوق بعضها مثلما تتراكم قطع الشقافة أو الفخار. وفى مثل هذه الأجزاء نجد سطح السبخة صلب، والمياه فى العادة لا تستطيع أن ترشح إلى السطح، ولكن يكفى أن نحفر لعمق بضع سنتيمترات لكى نصل إلى تربة رطبة، ولعمق ديسيمترات لكى نصل إلى الماء (شكل ١٣).

وفى الجهات التى أزيلت عنها صحائف الأملاح المتصلبة التى يقطعها سكان الواحة ويتخذونها مادة لبناء بيوتهم، يظهر السطح قليل التموج ويبدو حيئذ فى هيئة مسطحات ملحية رقيقة ملساء، بيضاء أو مغبرّة، وتحدها خمسة أضلاع أو ستة تبرز فوق مستوى المسطحات ببضعة ملليمترات، وهى تشبه الأشكال الخماسية والسداسية الأضلاع التى تجدها فى مناطق هوامش الجليد والجهات الباردة التى تتأثر بفعل الصقيع. وهى هنا ناشئة عن ترسيب الأملاح وتصلبها وتمددها أفقياً فى اتجاهات متقابلة، فلا تجد لها سبيلاً إلا البروز فى اتجاه رأسى إلى أعلى (شكل ١٤).

وما تزال تلك الأضلاع تنمو صعداً، بينما تتشقق المسطحات الملحية وتبرز هى الأخرى مكونة لأعلام منفردة يبلغ ارتفاعها بين ٢٠ – ٣٠ سم، ثم تميل ويتكئ بعضها على البعض، فيبدو حينئذ سطح السبخة وقد افترش بكميات هائلة من الصحائف الملحية المتزاحمة والمضطربة الأوضاع وهو مظهر سبق أن رآه ديزيو وعبد العزيز طريح ووصفاه بأرض أصابها سلاح المحراث (شكل ١٥).

والسطح فى مثل هذه المناطق يصبح وعراً يستحيل اجتيازه بالسيارة (لاندروفر) ويرهق من يسير عليه أيما إرهاق.

وهناك من المناطق ما يقرب سطحها من الاستواء التام، وهنا نجد التربة رطبة ولينة، ويرشح الماء من كل أجزائها، والأملاح تظل ذائبة ولا تجد الفرصة للتصلب. وفى المناطق الأخرى الرطبة نجد السطح مغطى بكرات ملحية صغيرة فى حجم كرات لعبة البلياردو، وهى لينة متلاصقة، وقد غطتها الرياح بغشاء ترابى داكن، وهو يبدو حينئذ أشبه بقرص العسل (شكل ١٦).



شكل (١٦) إزهار الأملاح في هيئة قرص العسل ببعض أراضي سبخة مرادة

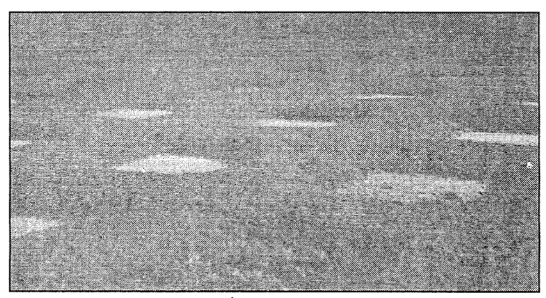
ويمكن للمتجول فوق أرض السبخة أن يشاهد هنا وهناك حفراً وعيوناً طبيعية قمعية الشكل تزركش جدرانها بلورات ملحية بيضاء فيها لمحة من الزرقة السماوية الخفيفة البهيّة، وحين تبلل يدك بمائها وتتركها لتجف يترسب على بشرة اليد غشاء من الأملاح البيضاء (شكل ١٧). وتشذ عن هذه العيون المالحة عين واحدة تسمى عين الضهير، فماؤها مستساغ رغم وجودها فى قلب السبخة (انظر الخريطة شكل ١)، وعندها تنمو فى كومة رملية ثلاث نخلات قزمية تتشابك جذوعها، وبعض الشجيرات الجافة.



شكل (١٧) عين مالحة صافية المياه.
لاحظ ظل الرجل في الماء الصافي والجدران المالحة البيضاء.

وسطح السبخة يخلو بطبيعة الحال من النبات إلا حيثما تراكمت الرمال حول عقبة، فهذه تعتبر مصايد للرطوبة وتربة صالحة لنمو نباتى هزيل قد يكون نخلة قزمية أو بعض الأعشاب الخشنة. ويكثر النمو النباتى نوعاً فى هوامش السبخة ويقترن وجوده أيضاً بالروابى الرملية.

وترتفع أرض السبخة جنوباً إلى سطح مموج يشرف عليها بحافة يبلغ ارتفاعها زهاء ٨ م. وعند هامشها المطل على السبخة توجد بقايا منشآت أقامها الإيطاليون لتحليل الأملاح وتنقيتها جزئياً. وعند حضيض الحافة تقع عيون تنساب منها المياه العذبة إلى أرض السبخة. وتأخذ هذه المصطبة فى الارتفاع التدريجى إلى المنطقة السكنية الرئيسية فى الواحة. وتحيط معظم المساكن بتل متخلف يدعى «بالجاره» التى تعلوها بقايا استحكامات دفاعية، وعنها يحكى الأهالى قصصاً عن صمودها فى وجه الغزاة منذ القدم.



شكل (١٨) استغلال أملاح السبخة: نتيجة للأبحاث الإيطالية حَددت منطقة في السبخة مساحتها ١٥ كم٢ وجد أنها تحوي تركيزات عالية من البوتاس. وفيها تم حفر شبكة من الحفر كل منها مساحتها ٢ م٢ وعمقها ٥٠ سم. وإلي هذه الحفر كانت ترشح المياه المالحة من الطبقات الرملية والملحية السفلي. وفي خلال أسبوع، وتحت تأثير ظروف الصيف الحار، كانت الحفر تمتلئ بالأملاح التي كان يصل مقدار وزنها الصافي ٨٠ كيلو جرام من البوتاس من كل حفرة. وقد أنتج الايطاليون ٢١,٠٠٠ طن عام ١٩٣٩ و ١٥,٠٠٠ طن عام ١٩٤٠، ثم توقف الإنتاج لظروف الحرب العالمية الثانية. ويقدر الاحتياطي الظاهر بمقدار ١,٦ مليون طن من أملاح البوتاسيوم المحتوية علي ٤٠٪ أكسيد بوتاسيوم و ٧,٥ مليون طن من كلوريد المغنسيوم. وعن طريق المجسات اتضح وجود طبقة ملحية سمكها ٨ م من الكلوريدات والكبريتات. لاحظ إحدى قور الخفيف في مؤخرة الصورة.

وفوق هذه المصطبة الفسيحة المموجة تنتشر مزارع النخيل وقليل من المحصولات التقليدية حول بضع عشرات من العيون الطبيعية. والتربة بنية فاتحة اللون، وحبيباتها رملية دقيقة إلى غرينية، وتختلط بها هنا وهناك حبيبات حصوية. ويبدو أن سمك الرواسب المائية والهوائية يصل إلى ١٠ متر وأكثر، ذلك أن أعماق الآبار قد تزيد على هذا القدر، وتتركب القيعان والجدران من تلك الرواسب. وليس من شك فى أن تلك المصطبة تمثل منسوباً للبحيرة القديمة (انظر نشأة المنخفض فى الصفحات التالية) التى كانت آخذة فى الانحسار التدريجى صوب أعمق أجزائها أى نحو الشمال.

نشأة المنخفض

نحن نستبعد النشأة التكتونية للمنخفض: فلا هو بغور انكسارى Graben، ولا هو بثنية التوائية مقعرة فسيحة هينة الميل والانحدار كما يدعى ديزيو. فكل الوسط الجيولوجى الذى يقع فيه المنخفض بما فيه الحافات المشرفة عليه من كل الجهات يتركب من طبقات صخرية تميل جميعها ميلاً هيناً نحو شمال الشمال الشرقى. ومن ثم فليس هناك تقابل فى الميل الطبقى بحيث يمكننا أن نتصور ثنية التوائية مقعرة حوضية محلية تميل صوب محورها الطبقات الصخرية.

وفى الوقت الذى فيه نستبعد النشأة التكتونية لاينبغى أن نهمل العامل الجيولوجى. فعلى الرغم من أن كثيرا من الجيومورفولوچيين يرجعون نشأة مثل هذه المنخفضات الصحراوية الضخمة لفعل عامل النحت أو عامل الاكتساح الهوائى أو كليهما معاً، إلا أننا نميل إلى الاعتقاد بضرورة وجود نمط من أنماط الضعف الجيولوجى فى المنطقة الأصلية كى تكون بمثابة بيئة صالحة لفعل عوامل التعرية سواء كانت تتمثل فى الماء الجارى أو فى الهواء المتحرك.

والضعف الجيولوجى فى منطقة ما يتمثل فى كسور تصيبها أو فى التواءات تعتريها، ومن هذا ومن ذاك تخلو منطقة مراده تماماً. وقد يتمثل الضعف الجيولوجى فى نطاق صخرى حدّى عنده تتلامس صخور متفاوتة الصلابة تنتمى لعصرين مختلفين بالإضافة إلى ضعف تلك الصخور أو بعضها وقابليتها للتأثر السريع بعمليات التجوية والتعرية، وهذا ما نجده بصورة مثالية فى إقليم هذا المنخفض. فالقاع المالح للمنخفض يقع الآن عند منسوب اتصال التكوينات التابعة للميوسين الأسفل والتكوينات التابعة للأوليجوسين وإلى الشمال من هذا القاع نشاهد فى الحافات العالية طبقات صخرية تنتمى للميوسين الأسفل والأوسط. وهى تتركب من تتابع طبقى من الصخر الجيرى والشيل الرمادى والمخضر،

والشيل الرملى والمارل والجبس والصخر الرملى. أما فى الجنوب فيحد السبخة تكوينات أوليجوسينية تميل ميلاً هيناً صوب الشمال.

وقد أشار ديزيو، ومعه حق، إلى وجود انتقال بين رواسب ميوسينية بحرية، ورواسب لاجونية. فالمواد المتخلفة فى قاع السبخة توضح تتابعاً طبقياً لتكوينات صلصالية مالحة وصخور رملية بالإضافة إلى طبقات من الصخور الملحية، وتوجد حفريات غنية من الرخويات اللاجونية. كما تتركب التلال المتخلفة (القور) التى ترصّع قاع السبخة من طبقات صخرية من الجبس القابل للإذابة فى الماء، والشيل، والشيل الرملى. وكل هذه الحقائق تشير إلى أن جزءاً عظيماً من التكوينات الميوسينية المحتوية على الأملاح قد تآكلت وأزيلت من المنطقة بطريقة أو بأخرى.

وتصورنا لنشأة المنخفض وتطوره حتى أصبح بشكله الحالى نجمله فى الآتى:
عندما كان البحر الميوسينى آخذاً فى الانحسار، كانت منطقة مراده بمثابة لاجون ضحل، وعلى اتصال به، وفيها تراكمت الرواسب اللاجونية بالإضافة إلى التكوينات البحرية الميوسينية الأصلية. وما لبث أن انحسر البحر تماماً وانقطعت الصلة بينه وبين اللاجون التى جفت بالتسرب والتّبخر وأصبحت فى هيئة تجويف ضحل فى وسط من الصخور الجيرية الميوسينية السطحية.

وابتداء من عصر البلايوسين توالى على المنطقة ظروف الجفاف والمطر على النحو الذى سبق لنا شرحه، ومن ثم ساهم فعل المياه والتعرية الهوائية فى حفر هذا التجويف المستطيل وتعميقه وتوسيعه. ففى أثناء فترات المطر كانت المنطقة تتلقى كميات كبيرة من المياه عن طريق مباشر هو التساقط، وعن طريق التدفق السطحى أيضاً.

وكان تأثير المياه ذا شقين:

الشق الأول، يتمثل فى فعل ماء المطر المحتوى على غاز ثانى أكسيد الكربون وتأثيره فى تحليل وإذابة الصخور الجيرية والجبس والأملاح. وقد استطاعت المياه أن تنشىء كهوفاً ومجارى باطنية محدودة مازالت تتسع وتتشعب وتسترق سقوفها ثم تنهار، كما تكونت فجوات وحفر وبالوعات وكلها ظواهر تشبه ما نجده الآن فى مناطق الكارست الجيرية الرطبة. وأخذت تلك الحفر والفجوات تتسع وتتشابك، ويتصل بعضها ببعض منشئة لمنخفضات أكثر اتساعاً ...

وقد كانت المواد الذائبة تغور فى الأعماق أو تجد لها طريقاً صوب الشمال خلال الطبقات الصخرية التى تميل فى ذلك الاتجاه. أما المواد المتخلفة الصلبة فكانت تتعرض للسفى بواسطة الرياح حالما تجف خصوصاً فى النصف الصيفى من السنة. وكانت عملية

النحت والاكتساح بواسطة الرياح تعظم ويشتد أثرها بالطبع أثناء الفترات الجافة.

والشق الثاني، لتأثير المياه يتمثل فى الماء الجارى. وهنا قد نستطيع تصور وجود نهر يسير مع الاتجاه العام لمحور المنخفض، وهو غربى شرقى. ولكننا مع هذا نتصوره نهراً راكداً أو شبه راكد، إذ أن علو الحافة الشرقية فى مثل ارتفاع الحافة الغربية. وإذا جاز لنا أن نعتبره نهراً تنصرف مياهه بالتبخر والتسرب شمالاً، وشرقاً إلى منخفض مهايريجا Meheirija والإتلا El-Etla اللذين يليان منخفض مراده شرقاً، فلقد كان نهر مضرب يسير مع اتجاه مظهر الطبقات. وإليه كانت تنصرف مياه عشرات بل مئات المسيلات المائية من كل الجهات، تلك المسيلات التى تركت آثارها فى عديد من الأودية الجافة التى جرى بعضها تابعاً لميل الطبقات، وهى الآتية من الجنوب، أو عكس ميل الطبقات، وهى الآتية من الشمال، أو مع المضرب وهى الصادرة من الغرب. وإلى تلك الأودية يرجع سبب التمزق الشديد الذى أصاب هوامش الهضبة من حول قاع المنخفض.

من هذا نرى أن المنخفض قديم النشأة، وأن تكوينه بدأ منذ انحسار البحر الميوسينى، وأن العوامل المسؤولة عن حفره وتشكيله مع هوامش الهضبة المحيطة به تتمثل فى فعل المياه والرياح التى تناوبت التأثير فى المنطقة، طوال فترة طويلة من الزمن امتدت من بداية عصر البلايوسين عبر عصر البلايوستوسين إلى عصر الهولوسين. ومنذ حوالى بداية الألف الثالثة قبل الميلاد، بدأت تحل بالإقليم ظروف المناخ الصحراوى الحالية بعملياتها الجيومورفولوجية المعروفة، وهى التى خلعت عليه اللمسات المظهرية التى يبدو بها فى وقتنا الحالى.

المراجـــع

- جودة حسنين جودة: (١٩٦٤)، الاكتساح والنحت بواسطة الرياح، مجلة كلية الآداب، جامعة الإسكندرية.
- ـــــــــــــــــ: (١٩٦٦)، العصر الجليدى، أبحاث فى الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين. منشورات جامعة بيروت العربية، بيروت.
- ـــــــــــــــــ: (١٩٧١)، عصور المطر فى الصحراء الكبرى الإفريقية. بحث فى الجيومورفولوجيا المناخية لعصر البلايوسين والزمن الرابع، مجلة كلية الآداب جامعة الإسكندرية.
- خريطة ليبيا الجيولوجية: مقياس ١ : ٢٠٠٠,٠٠٠ نشرت عام ١٩٦٤.
- لوحة مرادة، وتحمل رقم ١٢ من مجموعة خرائط مصر وبرقة مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠, أنشأها الإنجليز لأغراض حربية فى نوفمبر ١٩٤٢.
- عبد العزيز طريح شرف: (١٩٧١)، جغرافية ليبيا، طبعة ثانية، الإسكندرية.
- Bakker, J.P. & other: (1950), Theory on central rectilinear recession of slopes. Kon. Neder. Akad, v. Weten. Proceedings Series B, 53, pp. 1073 - 1084.
- Bauling, H.: (1950), Essais de Géomorphologie. Paris.
- Blackwelder, E.: (1942), The Process of mountain sculpture by rolling debris, Jour. of Geom., 5, pp. 325 - 328.
- Cotton, C.A.: (1952), The Erosional grading of convex and concave slopes. Geog. Jour., 118, pp. 197 - 204.
- Davis, W.M.: (1899), The drainage of Cuestas, Proc. Géol. Assoc., vol. 16.
- Department of Geological Research, and Mining: (1970), The Sebkha of Marada. Transl. fr. "Lesplorazione Mineraria Della Libya" by A. Disio, Milano, 1943, pp. 170 - 262.
- Gilbert, G.K.: (1909), The Convexity of hilltops. Journal of Geology, 17, pp. 244 - 351.
- Lawson, A.C.: (1915), The epigene Profiles of the desert. Univ. of California Depart. of Geol. Publication, No. 9. pp. 23 - 48.

- __________: (1932), Rain-wash erosion in humid regions. Bull. of the Geol.Soc. of Amirica, 43, pp. 703-724. - Lehmann, A.C.: (1933) Morphologische Theorie der Verviterung. Steinsch lagwänden. Viertel. d. Naturf. Gesell. in Zuerich, 87. pp. 83 - 125.
- Penck,. W.: (1924), Morphological Analysis of Landforms. English transilation by H. Czech and K.C. Boswell, London 1953.
- Strahler, A.N.: (1950), Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Amer. Jour. of Sc., 248, pp. 673 - 696.
- Wood, A.: (1942), The development of hillside slopes. Proceedings of the Geologist's Association, 53, pp. 128 - 140.
- Woldstedt, P.: (1973), Das Eiszeitalter. Stuttgart.
- Wurm, A.: (1953), Morphologische Analyse und Experiment Hangentwicklung, Einebenung, Piedmonttreppen, Zeitsch. für Geom. 9, pp. 57 - 58.

المبحث الثالث

تكوينات اللوس

يهتم الباحثون فى أوربا وفى أمريكا الشمالية اهتماما كبيرا بدراسة تكوينات «اللوس» إذ أنها بجانب الدرجات النهرية، تستخدم أساسا لتأريخ العصر الجليدى وتصنيفه، فكلا الظاهرتين قد تكونتا أثناء الفترات الجليدية بدرجات متفاوتة، وكلاهما يرتبط ارتباطا كبيرا بالذبذبات المناخية التى سادت ذلك العصر وخصوصا تكوينات «اللوس». وقد درس العديد من قطاعات «اللوس» فى كثيرمن مناطقه بأوربا وخرجت النتائج مثمرة فى تأريخ العصر الجليدى وفى الكشف عن كثير من أسراره.

ويمثل تراكم «اللوس» تأثيرا غير مباشر من تأثيرات الجليد على الأراضى المحيطة به Periglacial area، وخاصة فى أوربا وأمريكا الشمالة، ولكننا هنا لن نقصر الدراسة على



شكل (١) اللوس: يميل إلي تكوين حوائط ...

«اللوس» الذى يرتبط تكوينه ارتباطا وثيقا بالثلاجات وإنما ندرسه كظاهرة عالمية على سطح الأرض. وما كتب عن «اللوس» كثير مفرط فى الكثرة، وطبيعى أن الوفرة أصعب فى تنظيمها من القلة.

تركيب اللوس Loess :

يتركب «اللوس» من الوجهة البتروجرافية من تكوينات دقيقة الحبيبات بنية اللون فاتحة أو مصفرة وأحيانا رمادية، ومن السهل تفتيتها وسحقها بين الأصابع وملمسها ناعم كما أنها تحتوى على نسبة من كربونات الكالسيوم. والتكوينات غير طباقية فى الغالب، ويكتنفها ويختلط بها الكثير من الأنابيب أو الشعيرات الكلسية الدقيقة فى وضع رأسى (أنظر شكل ١). ويميل اللوس إلى تكوين حوائط رأسية ويبقى فى ذلك الوضع فترة طويلة دون أن ينهار. وحينما يقول K. Keilhack (١٩٢٠) بأنه لا يوجد على سطح الأرض نوع من التكوينات الرسوبية كاللوس فى سعة انتشاره وفى احتفاظه مع ذلك بنفس الخصائص والتركيب، وحينما يدعى F.V. Richthofen (١٨٧٧) أن «لوس» أوربا يماثل «لوس» الصين، ولا يختلف عن «لوس» أمريكا الشمالية، فإن هذا وذاك قد يجوز للنظرة العامة. فقد أثبتت الأبحاث الحديثة وجود اختلافات كبيرة فى التركيب الميكانيكى والتركيب الكيماوى من مكان لآخر.

وفى معظم تكوينات اللوس يسود توزيع معين للحبيبات المكونة له يوضحها الجدول الآتى : (Scheidig – ١٩٣٤، G. H. Gouda – ١٩٦٢).

أكثر من ٢ مم	–
من ٢ مم – ١ مم	٠, – ٠,٥٪ (للفئتين)
من ١ مم – ٠,٥ مم	
من ٠,٥ مم – ٠,٢ مم	٫٥ – ٣٪
من ٠,٢ مم – ٠,١ مم	١ – ٧٪
من ٠,١مم – ٠,٠٥ مم	٨ – ٤٠٪
من ٠,٠٥ مم – ٠,٠٢ مم	٥٠ – ٧٠٪
أقل من ٠,٠٢ مم	١٦ – ٣٩٪

ويلاحظ أن الحبيبات التى يتراوح قطرها بين ٠,٠٥ – ٠,٠١ مم هى السائدة (أنظر الرسوم البيانية فى Grahmann ١٩٣٢ و Gouda ١٩٦٢) كما أن نسبة المسام فى التكوينات عالية إذ تتراح بين ٤٠ – ٤٧٪ (انظر Koelbl ١٩٣٠).

ويتميز اللوس بانتظام فى طبيعته ومظهره، ومرد ذلك إلى أن غبار اللوس الذى تحمله الرياح يهبط ببطء، وتتراكم ذراته متشابهة متقاربة الحجم. ومع هذا نجد اختلافات

بينة فى التركيب الميكانيكى فى مختلف مناطق توزيع اللوس بل وفى بناء القطاع الواحد. ففى بعض قطاعات اللوس السويسرى نجد مستوى أو أكثر - خصوصاً قرب قاعدة القطاع يتميز بوجود رمال خشنة وناعمة. مثل تلك المستويات الرملية نجدها أيضا فى كثير من قطاعا اللوس الأوروبية، وهى ظاهرة يتعلق تفسيرها بتغير قوى الرياح. والتباين فى حجم ذرات اللوس يظهر جلياً على الخصوص فى تكوينات الأودية الضيقة والأراضى المتاخمة للأنهار (H. Breddin ١٩٢٦ - ١٩٢٧، E. Schonhals ١٩٥٠، ١٩٥١، ١٩٥٢) وينبغى أن نشير هنا إلى أن هذا الأمر لا يقتصر على تناوب مستويات من الرمال مع أخرى من اللوس المثالى، لكنه يتعدى ذلك إلى ذبذبات فى توزيع أحجام الذرات فى القطاع الواحد حتى أنه يصعب أحياناً تحديد درجة التجوية فى مستوى معين بواسطة التحليلات الميكانيكية.

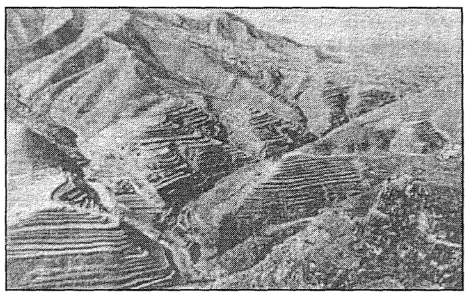
وتتركب حبيبات اللوس بتروجرافيا من ٦٠ - ٧٠٪ من الكوارتز و ١٠ -٣٠٪ (أحيانا تصل إلى ٤٠٪) من كربونات الكلسيوم، ومن حوالى ١٠ - ٢٠٪ من الفلسبار بأنواعه والميكا، ومن المعادن الثقيلة الجرانات Granat والإبيدوت Epedot والهورن بلند Hornblende (Doeglas ١٩٤٩، Gouda ١٩٦٢). فالكوارتز إذن هو المعدن الغالب فى تكوين اللوس.

وتوجد كربونات الكلسيوم فى اللوس عادة على هيئة غلاف رقيق يحيط بحبيبات الكوارتز وغيرها من المعادن المكونة له. ونسبة الكربونات فى الرواسب ترتبط ارتباطاً وثيقاً بالمصدر الذى اشتق منه اللوس. فكلما كان المصدر الصخرى غنياً بالتكوينات الجيرية زادت نسبة الجير فى رواسب اللوس. وقد أثبت بعض الباحثين (Schonhals ١٩٥٢، Brunnacker ١٩٥٤، Gouda ١٩٦٢) الإرتباط الدقيق بين حجم الذرات ونسبة الكربونات التى تحتويها التكوينات، فحينما تدقّ حبيبات ا للوس تزيد نسبة الكربونات، وذلك لأن جملة مساحة الغشاء الجيرى الرقيق الذى يحيط بكل الذرات الدقيقة أكبر من مساحة ذلك الذى يحيط بالذرات الخشنة.

وكربونات الكلسيوم التى توجد عادة فى اللوس موزعة توزيعاً منتظماً كثيراً ما تتغير بمرور الزمن وبتأثير ظروف معينة. فهى قد تتحول إلى أشكال متحجرة تعرف فى «لوس» أوربا بإسم أطفال اللوس. Loess Kindeln وأحيانا تترسب فى صحائف أفقية تعرف باسم التوسكا Tosca فى لوس البمبا Pampa بالأرجنتين.

ويتميز اللوس أصلا بنسبة عالية من الذرات التى يبلغ قطرها بين ٠٥, - ٠,٠١ مم. ولكنه حين يتعرض للتجوية فترة طويلة تزداد نسبة الصلصال (أقل من ٠٠٢, مم) نتيجة لإبعاد الغشاء الكلسى الذى يحيط بالذرات (Gouda ١٩٦٢) وحينئذ ينشأ عن اللوس ما

يسـمى Loeslehm أو الـ Loamification = Verlehmungszone فى بناء القطاع، وهذه عادة تميز المستويات التى تنشأ فى االمراحل الدفيئة القصيرة interstadial. وحينما تغسل الرواسب نهائيا مما تحتوية من كربونات الكلسيوم تبدأ عملية التجوية بالنسبة للسيليكا نفسها.



شكل (٢) بيئة اللوس في الصين - محافظة شانسي

وحينئذ تبدأ عملية تحول فى الذرات. فتنشأ ذرات صلصالية جديدة أدق، وبذلك ترتفع نسبتها فى التحليل الميكانيكى إلى درجة كبيرة، وتتغير بذلك طبيعة التكوينات الأصلية مكونة تربة تنمحى فيها صفات اللوس الأولى أو تكاد، ويحدث ذلك غالباً أثناء الفترات الدفيئة الطويلة Interglacial.

ويرى Brandtner (١٩٥٤ - ١٩٥٦) أن النقص فى نسبة كربونات الكلسيوم فى مستوى معين من قطاع لوس بالنسبة للمستويات الأخرى. يشير إلى تجوية حدثت فى فترة دفيئة طويلة أو قصيرة حتى ولو لم تؤد التجوية إلى تكوين تربة.

توزيع اللوس:

تنتشر تكوينات اللوس انتشاراً كبيراً فى أنحاء اليابس، ويتضح من خريطة توزيعه (Scheidig ١٩٣٤) أن أكبرمناطق انتشاره تقع فى وسط آسيا وشرقها حيث يبلغ سمكه هناك أكثر من ٥٠٠ متر وهو سمك لا نظير له فى مناطق توزيعه الأخرى. وهنا لا يزال تراكم اللوس مستمراً. أما فى مناطق توزيعه الأخرى فى أ مريكا الجنوبية وأمريكا الشمالية وفى أوربا، فإن تراكمه قد ارتبط ارتباطا وثيقا بالفترات الجليدية إبان العصر الجليدى. فتكوينات اللوس فى تلك المناطق ظاهرة تختص بها الأراضى التى كانت تتاخم الجليد

والتى تأثرت بوجوده تأثراً غير مباشر Periglacial. ولهذا من الممكن كما يقول Grah-mann (١٩٣٢) أن نميز نمطين من اللوس أحدهما قارى والآخر جليدى (بالمعنى المناخى).

وفى غرب ووسط أوربا يمتد شريط من تكوينات اللوس من ساحل بريتانى عبر حوض باريس وجنوب بلجيكا إلى وسط وجنوب ألمانيا وشمال سويسرا ثم إلى إقليم شليزين Schlesien وبوهيميا، كما يمتد عبر جنوب المجر ورومانيا إلى جنوب روسيا، ويسير الحد الشمالى لتوزيع اللوس فى ألمانيا متتبعاً خطا كثير التعرج يبدأ من Achen ويسير مع الحافة الشمالية لإقليم Sauerland إلى المنحدرات الشمالية لمرتفعات Wie-hen و Weser، ثم يتتبع خطاً يمر بمدن Braunschweig و Magdeburg و Leipzig و Dresden و Liegnitz و Oderberg. ويزداد سمك التكوينات فى الأقاليم الجنوبية من نطاق اللوس الألمانى خاصة فى مقاطعات Schlesien و Sachsen و Thuringen. ويبلغ السمك أقصاه فى وادى الراين فى جنوب ألمانيا حيث يصل إلى ٣٠ متراً.

ومعلوماتنا عن اللوس فى شرق روسيا قليلة نسبياً، ويحتمل أنه يمثل هناك نمط انتقال إلى اللوس القارى الآسيوى، وتكوينات اللوس لا ترتفع على المنحدرات الجبلية فى غرب أوربا ووسطها إلى أكثر من ٦٠٠ متر. أما فى الشرق فى مرتفعات الكربات وفى قلب آسيا وشرقها على الخصوص، وفى أمريكا الشمالية، فإنه قد يوجد على ارتفاعات شاهقة، ففى الصين مثلا يصعد اللوس إلى أكثر من ٣٠٠٠ متر.

ولا توجد تكوينات اللوس دائماً حيث تراكمت فى الأصل، فأحياناً تجرفها عوامل التعرية من مياه أمطار وجليد ورياح وانسياب التربة Solifuction من موطنها الأصلى، وتعيد إرسابها فى مكان آخر ويحدث ذلك غالباً فى الأراضى الشديدة الإنحدار.

وتتميز المنحدرات التى تواجه الغرب فى وسط أوربا وغربها بأنها تخلو من اللوس، وتلك ظاهرة يعللها كثير من الباحثين بأنها مجرد تراكم غير متكافئ على المنحدرات، ونرجعها نحن إلى الرياح الغربية المطيرة السائدة التى تستطيع هنا بسهولة أن تكتسح معها تكوينات اللوس الهشة.

ويختلف اللوس الذى نقل وأعيد إرسابه بواسطة مياه الأمطار أوالجليد أو الرياح أو انسياب التربة عن اللوس الأصلى المثالى بأنه يترسب فى شكل طبقات، تختلط بذراته الأصيلة تكوينات خشنة وعادة يخلو من الكربونات التى تغسل منه أثناء نقله، كما يحتوى على نسبة أكبر من أكاسيد الحديد والمنجنيز. ويطلق على هذا النوع «لوس المنحدرات Residual Loess = Slope - Loess = Gehaengeloess أو Alluvial Loess Schwemmloess. وينتمى إلى تكوينات اللوس أيضاً ما يعرف فى شمال ألمانيا باسم

Flottsand أو الـ Schleppsand و الـ Flottlehm، وهى تكوينات تنتشر على الخصوص فى إقليمى Fleeming و Luenerburger وإلى الغرب منهما. وتتركب من تكوينات رملية دقيقة تشبه اللوس، وعادة تخلو من الكربونات، ولكنها فى طبيعتها تمثل بلا شك نمطاً من أنماطه. وكان أول من استرعت نظره فوصفها الباحث Linstow (١٩٠٢)، وهى تنتشر هنا فى شريط يتراوح اتساعه بين ٢ – ٥ كم ويصل طوله إلى ٥٥ كم، ويمتد من جنوبى Jueterbog إلى Belzig. ويبلغ سمك التكوينات بين ١,٥ – ١ م وأحياناً يصل إلى ٢م. وهنا تحتوى التكوينات على كربونات الكالسيوم كاهى الحال فى اللوس المثالى. وفى اقليم Luenerburger Heide تنتشر أيضا تكوينات مشابهة وصفها J. Stoller (١٩١١)، كما درس F.Dewers (١٩٣٢) منطقة شبيهة بذلك فى جنوبى بريمين Bremen، وأما المساحة التى تقع فى شرقى Mark Brandenburg فقد بحثها B. Dammer (١٩٤١). ويجمع الباحثون على أن تلك التكوينات ما هى إلا قسماً من اللوس، أو مرحلة تكاد تكون الأخيرة فى تكوينه فهى شديدة الشبه به.

وقد ثبت الآن بما لا يدع مجالا للشك بأن اللوس لم يتم تراكمه فى فترة واحدة، بل تراكم على مراحل مختلفة فى أثناء عصر البلايوستوسين ففى كثيرمن القطاعات يرتكز اللوس الحديث على مستويات أخرى منه أقدم. وفى الأجزاء العليا من كل مستوى نجد اللوس قد تحول إلى Loamy -Loess (Verlehmungszone). ولماكان تمييز طبيعة تلك المستويات اللومية من الوجهة البيدولوجية فى كثير من الاحيان ممكناً، فقد أصبح فى الإستطاعة الإستدلال والتعرف على الظروف المناخية التى سادت أثناء تكوينها (انظر على سبيل المثال Brandtner ١٩٥٠، ١٩٥٤، ١٩٥٦، Gouda ١٩٦٢، Fink ١٩٥٤، ١٩٥٥، ١٩٥٦، Schonhals ١٩٥٠، ١٩٥١، ١٩٥٢).

وكما فى أوربا يعتبر اللوس ظاهرة هامة فى أمريكا الشمالية أيضاً باعتباره مظهراً تراكمياً فى الأراضى المتاخمة لمناطق الجليد البلايوستوسينى. ويبلغ اللوس هناك أوج نموه فى ولاية Illinois و Iowa و Nebraska و Kansas و Missouri . وتصل تكويناته فى ذلك النطاق أقصى سمكها على حواف أودية الأنهار، ويرق سمكها عند مناطق تقسيم المياه وهى تمتد على طول وادى المسيسبى حتى تكاد تصل إلى خليج المكسيك، وهنا يتركز معظمها على الجوانب الشرقية لسهول النهر، ولهذا ينبغى أن نفترض أن العامل الرئيسى فى تراكم التكوينات يتمثل فى الرياح الغربية. وكثيراً ما نجد تكوينات اللوس هناك تنحصر فى القطاع الرأسى بين رواسب جليدية. ففى قطاع وصفه G. F. Kay (١٩٣١) فى منطقة مدينة Iowa تبدو، تحت مستوى آخر من اللوس الأقدم الذى يرتكز بدوره على الركام السفلى لجليد Kansas. ويتراوح سمك اللوس فى أمريكا

الشمالية بين ٢ - ٣ متر، وفى حوض المسيسبى يصل السمك إلى ١٢ م وأحيانا يناهز الثلاثين متراً.

حفريات اللوس الحيوانية :

تحتوى تكوينات اللوس الأوروبية على عدد من القواقع أصيلة فيه وهى قواقع برية دائماً، وأحياناً تختلط بالقواقع البرية بعض قواقع المياه العذبة، ولكن ذلك لا يكون عادة إلا فى الـSchwemmloess الذى أختلط بمياه عذبة، وهناك ما لا يقل عن ٣٥ نوعاً من القواقع البرية عثر عليها فى تكوينات اللوس المثالية أهمها ثلاثة يكثر وجودها به وهى : Trichia hispida و Pupilla muscorum و Succinea oblonga . ويميــز تكوينات اللوس أيضاً وجود بقايا جيوانات تعيش فى التندرا وفى الاستبس الباردة،و هى حيوانات ثديية وأخرى قارضة، يدل وجودها فى اللوس على أن مناطق وجوده الآن كانت تسودها ظروف التندرا أو الاستبس الباردة أثناء تكوينه.

نشأة اللـوس :

كان اللوس فى رأى معظم الباحثين فى أوربا وفى أمريكا الشمالية حتى أواخر القرن التاسع عشر عبارة عن رواسب مائية، تلك الرواسب تتمثل فى المواد الدقيقة العالقة فى المياة الذائبة من الجليد.

ولتوضيح نشأة اللوس البلايوستوسينى ينبغى أن نلاحظ طريقة نشأته الحالية ونتخذها كنقطة بداية لتفسير تكوينه فى الماضى. فحينما ننظر إلى اللوس كظاهرةعالمية سنجد أنه كما يقول Obrutschew (١٩٣٣) (قارن Merzbacher ١٩١٣) فى معظمه عبارة عن نتاج تأثير التعرية وتذرية الهواء فى الصحارى، سواء كانت تلك الصحارى حارة أو باردة، صخرية أو رملية، أو صلصالية، صغيرة المساحة أو كبيرتها، وسواء كانت قاحلة خالية من النباتات، أو يسودها نوع من الاستبس الجافة، فتغطيها نباتات فقيرة قليلة لا تستطيع حماية الأراضى من تأثير الرياح. وقد تم تراكم نتاج التعرية من المواد الدقيقة خارج منطقة النشأة، لهذا نجد اللوس يتكون من مواد غريبة بعيدة الموطن تراكمت بفعل الرياح السائدة فى منطقة توافرت فيها ظروف تساعد على إرسابه، وهذه تتلخص فى مناخ جاف ووجود حشائش تلتقط ذراته. وكان أول من وصف طريقة تجميع اللوس F.V Richthofen . (١٨٧٧) الذى ذكر أن تراكمه فى سمك كبير لا يحدث إلا حيث توجد حشائش من نوع الإستبس تلتقطه وتحميه من التذرية، وتعمل جذور الحشائش بعد فنائها على إعطاء التكوينات خاصيتها المشهورة التى تتمثل فى نسيجها الشعرى. ولم يتأكد حتى الآن دور المياه فى إرساب اللوس القارى، ولكن يبدو أن بعضاً منه فى الصين قد حملته وأرسبته مياه الأنهار ثم أذرت غباره الرياح من السهول الفيضية بعد ذلك.

وتجدر الإشارة هنا إلى أن مجموعة من الباحثين الروس وفى مقدمتهم L. S. Berg (١٩٣٢) ترى أن اللوس ليس إرساباً هوائياً، وإنما هو نتاج محلى in Situ لتجوية مختلف أنواع الأساس الصخرى. ويرى Berg أن اللوس يتكون بعملية سماها «عملية تكوين اللوس» تؤثر فيها الظروف المناخية على وجه الخصوص، وتتم فى كل أنواع الصخور ومنها أيضا الركامات السفلى. حقيقة – كما سنرى فيمابعد –أن اللوس يمر بعمليات تحول قبل أن تكتسب تكويناته مميزاتها المثالية ولكن مما لا شك فيه أنه يتكون من مواد نقلتها وأرسبتها الرياح. ففى كل مكان أجريت فيه أبحاث بيدولوجية وبتروجرافية دقيقة على المعادن المكونة للوس، وللطبقات الصخرية التى يرتكز عليها، على الخصوص فى هولندا (أبحاث Van Doormsal ١٩٤٥ و Doeglas ١٩٤٩ و Vink ١٩٤٩) وفى سويسرا (أبحاث جودة ١٩٦٢) وفى النمسا (أبحاث F. Brandtner ١٩٥٠ و ١٩٥٤ و ١٩٥٦و J. Fink ١٩٥٤ و H. Holzer ١٩٥٥) توضح بجلاء أن تكوينات اللوس ليست مجرد نتاج تجوية الطبقات التى ترتكز عليها بأى حال.

وتراكم اللوس فى الأراضى المحيطة بالجليد البلايوستوسينى يعتبر ظاهرة استثنائية فى تكوينه، فقد كانت هناك إبان الفترات الجليدية مساحات واسعة خالية من النباتات، تمكنت الرياح من تذرية موادها الدقيقة.

وفى هذا يبرز التشابه بين تكوين اللوس البلايوستوسينى واللوس القارى الحالى. وكانت تلك الأراضى الشاسعة التى تخلو من النباتات أوتكاد تتمثل على الخصوص فى السهول الفيضية للأنهار التى منحت اللوس مواده الدقيقة. ومثل هذا يحدث فى أعال نهر الراين كنمط حديث فى تكوين اللوس وصفه R. Lauterborn (١٩١٢) و Schmidle (١٩٠٨). فحالما تجفف رياح الفون Foehn الشطوط الحصوية لنهر الراين فى واديه جنوبى بحيرة كونستانس، سرعان ما تبدأ عملية التذرية للمواد الترابية الدقيقة فى شكل عاصفة هائلة يغبر الجو بسببها، ثم ما يلبث الغبار أن يتراكم على جوانب الوادى مكوناً لتكوينات اللوس.

ويشاهد مثل هذا أيضا فى الأراضى الميحطة بالجليد الحالى، مثال ذلك ما يتراكم من غبار اللوس فى الجانب الشمالى للثلاجة الأيسلندية Vatnajoekulls (Woldstedt ١٩٣٩). فحينما تنحسر المياه عن السهول الفيضية التى ترسبت عليها المواد الدقيقة التى جلبتها المياه الذائبة، ما تلبث الرياح أن تحمل ذرات الغبار وتنقلها بعيداً لتعيد إرسابها. ومثل هذه المشاهدات سجلها أيضاً W. H. Hobbs (١٩٣١) على جوانب الغطاء الجليدى فى جرينلندا.

ومما لا شك فيه أنه أثناء الفترات الجليدية كانت المساحات الواسعة والواقعة أمام

الجليد، والتى تراكمت عليها مختلف المواد التى جرفها الجليد وأرسبتها مياهه الذائبة فى شمال أوربا، ومثلها الأراضى التى كانت تقع أمام جليد مرتفعات الألب، كانت هذه وتلك مورداً ضخماً لتكوينات اللوس الذى تراكم فى وسط أوربا. وكانت الأنهار التى تنبع من المرتفعات الوسطى مصدراً أيضاً لتكوينات اللوس، فقد كانت تحمل كميات هائلة من المياه والرواسب أثناء فيضاناتها فى الربيع حين ذوبان الجليد، وكانت المواد الدقيقة ترسب فى السهول لتذريها الرياح حين جفافها. وقد استطاع W. Fauler (١٩٣٦) أن يثبت أن اللوس فى المنطقة الممتدة بين Achen و Offenburg فى وادى الراين قد أذرته الرياح من السهول الفيضية لذلك النهر. ولقد أشار F. Weidenbach (١٩٥٢) إلى أن المجارى الدنيا للأنهار الكبيرة كانت تمتد أثناء الفترات الجليدية فى الأراضى الى تشغلها البحار، إذ أن مستوى سطح المحيطات كان ينخفض حينئذ بمقدار ٩٠ متراً أو أكثر. لهذا كان من الممكن تذرية المواد الدقيقة من الأراضى الفيضية فى تلك الجهات التى ساهمت فى تكوين «لوس» بريتانى وجزر القنال. وليس ببعيد أن تكون رواسب الشواطئ البحرية التى انحسرت عنها مياه البحار قد ساهمت أيضاً فى تكوين اللوس فى تلك الجهات ولكن هذه مسألة ماتزال محل جدال.

.وظروف تكوين اللوس فى القسم الأوسط من وادى الراين تتمثل أيضا فى وادى نهر المسيسبى فى أمريكا الشمالية. فقد كان المسيسبى الوادى الرئيسى لتصريف القسم الأكبر من المياه الذائبة من الغطاء الجليدى الأمريكى الضخم. ولقد أثبتت الأبحاث التى قام بها G. D. Smith (١٩٤٢) وآخرون الصلة بين تكوين اللوس وعظم سمكه، خصوصاً على الجانب الشرقى لوادى النهر، وبين سهوله الفيضية وتوضح تلك الصلة خريطة لمنطقة Il- linois رسمها Leighton & Willmann (١٩٥٠) يتبين منها أن سمك اللوس يبلغ أحيانا أكثر من ٧ م عند حواف النهرمباشرة، ثم يتناقص السمك تدريجياً إلى أن يصل إلى نحو ٠,٥م فقط على السهول العليا. وتدق ذرات اللوس أيضاً كلما قل السمك بالإتجاه نحو الشرق، فبينما يبلغ متوسط حجم الذرات ٠٣٣ ,مم على بعد ١ كم من ضفة النهر، إذ به يتناقص إلى ٠١٥ , مم على بعد ١٥٠ كم. وهذه الشواهد تدل على أن الرياح الغربية هى المسئولة عن تذرية غبار اللوس من وادى المسيسبى وحملها وإرسابها على النمط السالف الذكر.

وإلى جانب السهول الفيضية للأنهار كانت هناك مناطق أخرى تعتبر مصادر لتكوينات اللوس. فقد أشار كل من G. Beskow (١٩٣٠) و A. Duecker (١٩٤٧) إلى أهمية فعل الصقيع فى الأراضى التى كانت تقع قرب مناطق الجليد، ففيها توجد تربات

تتركب من مواد دقيقة تسود فيها الذرات التى يبلغ قطرها بين ۱, مم - ۰۱ ,مم، ويرى Beskow أن تلك الذرات ما هى إلا نتاج تفكك الصخر بفعل الصقيع.

وبهذه الطريقة تنشأ تكوينات تشابه اللوس فى حجم حبيباتها. وفى فصل الصيف كانت تجف تلك المواد الدقيقة تمهيداً لحملها بواسطة الرياح. وقد كانت تحركات التربة التى ترتبط بفعل الصقيع تؤدى دائماً إلى إظهار مواد جديدة على السطح ما تفتأ أن تذريها الرياح. بهذا يمكن القول أن الأراضى التى كانت تقع على حواف الجليد والتى كانت تعانى فعل الصقيع قد ساهمت بقسم وافر فى تكوين اللوس .

تراكم غبار اللوس وعمليات التحول التي تصيبه :

تحمل الرياح التى تمتاز بقوة معينة أيا كان اتجاهها غبار اللوس وتلقى به فى مكان آخر، فيه يبقى متراكما ما دامت الرياح السائدة بمنأى عنه أى حيث تحميه طبيعة الأرض والنبات من فعل الرياح. ولهذا نجد اللوس فى مناطق معينة من وسط أوربا متراكما على المنحدرات الشرقية بينما ينعدم وجوده أو يقل على المنحدرات التى تطل على الغرب. وهنا يبدو أن الأمر لايعدو أن يكون نوعا من تراكم اللوس فى ظل الرياح السائدة، ولكن التيارات الهوائية التى تصعد على جوانب المرتفعات الشديدة الإنحدار تستطيع أيضاً أن ترسب غبار اللوس فى الجانب المواجه للرياح السائدة، فتراكم اللوس لهذا لا يقتصر على الرياح. ولتثبيت غبار اللوس يبدو أن بيئة الحشائش المتفرقة هى أصلح ما تكون لذلك. و «لوس» التندرا كما سماه بيدل J. Buedel (١٩٤٩) الذى تراكم فى غرب أوربا ووسطها يصف بيئته F. Muenichsdorfer (١٩٢٩) بقوله : «أنها سهول فسيحة ومنحدرات كانت تغطيها الطحالب والحشائش الفقيرة وبعض الشجيرات القصيرة المبعثرة، أما الأشجار العالية أو الغابات فلم يكن لها فى تلك البيئة وجود». وقد ذ كر J. Buedel (١٩٥١، ١٩٦٠) أن الحد الشجرى كان يقطع منطقة اللوس فى شرق أوربا أثناء فترة جليد الفورم Wuerm، بينما بقيت حدود انتشار الغابات إلى الجنوب من المناطق الرئيسية لتوزيع اللوس وذلك بسبب قلة التساقط. وبهذا استطاع Buedel - علاوةعلى «لوس التندرا» فى غرب ووسط أوربا - أن يفرق بين نمطين آخرين من مناطق توزيعه فى شرق أوربا، وهما «لوس الاستبس» و «لوس الاستبس الشجرية».

وحينما يتجمع غبار اللوس فى مكان ما ويبقى فيه، تبدأ عمليات التحول فى خلق اللوس المثالى من غبار اللوس. وهذه العمليات تظل دائبة أثناء تجمع غبار جديد. وأهم هذه العمليات هى عملية التحول التى تقوم بها كربونات الكالسيوم. فهذه الكربونات تظهر أصلا فى غبار اللوس فى شكل حبيبات منفردة أصلها نتاج تفتيت الصخر الجيرى. وفى تكوينات اللوس تبدو الكربونات فى صورة أغلفة تحيط بالذرات الأخرى المكونة له. لهذا

ينبغي أن يكون قد حدث تحول فى طبيعة الكربونات. ويتدخل فى تحويل التكوينات عملية التجوية الكيماوية التى تتمثل هنا فى الإذابة Soluton والتميؤ Hydration ويعتقد R. Ganssen (١٩٢٢) أن المسؤول عن حدوث عمليات التحول فى اللوس وجود تربة تتناوبها الرطوبة والجفاف، وفى رأيه أن اللوس نتاج عملية التميؤ التى تحدث فى تكوينات تتميز بدقة الحبيبات ولكنها فقيرة فى ذرات الصلصال وغنية فى حامض السليكا. مع وجود نسبة من كربونات الكلسيوم. وإلى جانب عملية التجوية الكيميائية تحدث عملية أخرى طبيعية، وهى عملية تغليف ذرات المعادن المكونة للوس بكربونات الكلسيوم. وبسبب هذا وذاك تنشأ حبيبات يتراوح حجمها فى معظمه بين ٠١, - ٠٥, ملم والذرات ذات القطر سالف الذكر هى التى تكون القسم الأكبر من رواسب اللوس وهذه الحقيقة كانت مشكلة كثر الجدال فيها، وقد قدم Ganssen لحلها علميات التجوية الكمياوية والطبيعية. وتشارك فى تكوين ذرات اللوس المثالية ذرات الغبار التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٠١ مم. فهذه تتحول أيضاً بفعل التجوية الكيماوية بتغليفها بغشاء من كربونات الكلسيوم إلى ذرات يبلغ قطرها بين ٠١, مم - ٠٥, مم، وعلى هذا النمط يفسر التشابه والانسجام فى تركيب مختلف تكوينات اللوس رغم تباين المناطق. فبينما تعمل التجوية «الرطبة» على إذابة كربونات الكلسيوم وإبعادها وغسل التربة منها. إذ بعملية التميؤ «الجافة» تعمل على مجرد توزيعها فى التربة دون تغير يذكر فى طبيعتها.

ويرى F. Muenichsdorfer (١٩٢٩) أن اللوس لا يعدو أن يكون مجرد تربة. مما لا شك فيه أن اللوس البلايوستوسينى يمثل الآن تربة جافة قديمة. وهو الآن «قديم Fossil» لأن الصحارى التى كونته لم يعد لها الآن وجود، كما أن الظروف المناخية التى كانت تتوافر فى مناطق تراكمه قد تغيرت الآن. وهو أيضاً باعتباره تربة «قديم» لأنه يوجد الآن فى مناطق تتميز بالرطوبة لا بالجفاف كما كان الحال حين تكوينه. هذا المناخ الرطب بما يتميز به من تجوية كيماوية قد أحدث تحولا فى طبقات اللوس العليا وبسبب تأثير تحركات المياه فى باطن التكوينات سلبت الذرات مما تحتويه من كربونات الكلسيوم، ونتج عن ذلك أن أصبحت أكاسيد السليكا والألومنيوم تحويه على ماء، وبهذا وذالك تكونت المستويات اللومية Loeslohm. وفى مناطق أخرى حيث يسود مناخ الإستبس لم يتكون اللوس اللومى الآنف الذكر. إنما تكون عوضاً عنه التربة السوداء Chernosem، التى لا توجد فى جنوب روسيا فحسب، وإنما نجدها أيضاً فى بعض أجزاء ألمانيا كما فى منطقة Magdeburger Boerde .

حجم ذرات اللوس ونشأتها :

يلاحظ وجود إختلاف فى حجم الذرات المكونة للوس من مكان لآخر. وفى معرض

حديثنا عن تكوينات اللوس على جوانب المسيسبى. أشرنا إلى تضاؤل متوسط حجم الحبيبات من الغرب إلى الشرق. وبناء على أبحاث G. Mirtschink (١٩٢٨) فى نطاق اللوس فى جنوب روسيا نجد أن ذرات اللوس الدقيقة التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٠١ مم تتزايد بالاتجاه من الشمال نحو الجنوب، فبينما تبلغ نسبتها فى شمال النطاق ١٧ ٪ ترتفع إلى ٤٠ ٪ فى جنوبه. وقد أشار الباحث إلى أن ذلك يدل على أن مصدر اللوس كان فى الشمال. ولكن أبحاثه لا تستند على عدد وفير من التحليلات، لهذا لا يمكن البت فى هذا بشكل قاطع.

وهناك مناطق أخرى تتميز تكويناتها من اللوس بوجود نسبة كبيرة من الحبيبات الخشنة، وهذه توجد عادة بالقرب من المجارى الرئيسية للأنهار (أنظر الرسومات البيانية فى بحث Grahmann ١٩٣١ و Gouda ١٩٦٢) وترجع فى مصدرها إلى رمال هوائية أذرتها الريح من ضفاف الأنهار. هذه الحالة نجدها عادة فى المستويات السفلى من قطاعات اللوس السميكة، ونجدها أيضا فيما يسمى باللوس الرملى Sandloess وهذا وذاك نتاج خليط من الرمل الهوائى واللوس. وعند تحليل تلك التكوينات توضح الرسوم البيانية نهايتين إحداهما تقع بين ٠,٥ – ٠,٢ مم وهذا هو الرمل الهوائى، وثانية هى فى معظم الأحيان أوضح تقع بين ٠,٠٥ – ٠,٠١ مم وهذا هو اللوس المثالى. وقد حلل E. Schoen-hals (١٩٥٣) عينات من اللوس والرمل الهوائى الذى وجده فى شكل مستويات رقيقة متداخلة فى قطاع «لوس» فى شمال بوهيميا عند Koeniggraetz قرب نهر الإلب. وقد تبين من أبحاثه أن مستويات الرمل الهوائى مصدرها رمال ضفاف نهر الإلب أذرتها رياح شرقية قوية أثناء تراكم اللوس فى تلك المنطقة.

وقد ذهب الباحثون مذاهب عدة فى تفسير نشأة حجم الذرات المثالى للوس (من ٠,٠٥ – ٠,٠١ مم) فيرى Ganssen (١٩٢٢)، كما سبق القول، أنه نتيجة لعمليات التجوية الكيماوية وعملية التميؤ الجاف. أما L. Koelbl (١٩٣٠ – ١٩٣١) فيرى أنه نشأ عن عملية غربلة (Seigerung = Sifting = Filtering) مزدوجة إحداهما تمت عن طريق الماءوالأخرى بواسطة الهواء. فقد أثبتت أبحاثه أن إرساب الذرات التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٠٢ مم فى الماء يكاد يكون معدوماً. وتزداد سرعة إرساب الذرات فى الماء ببطء إلى أن يبلغ قطرها ٠,١٦مم ثم تشتد السرعة بعد ذلك. والذرات التى يبلغ قطرها أقل من ٠,١٦مم توجد ممثلة بكثرة فى اللوم الفيضى الذى يرسب عادة فى السهول الفيضية للأنهار الكبيرة (Grahmann ١٩٣١). ولما كان الحد الأدنى لقطر ذرات اللوس المثالية يتفق مع ٠,٠١ مم، فقد استنتج Koelbl من ذلك أن غبار اللوس قد نشأ أصلا من تلك الرواسب اللومية الفيضية. وقد تبع ذلك عملية غربلة أخرى بواسطة الريح، وهذه

استلزمت الحد الأعلى لقطر ذرات اللوس الذى يتفق مع ٠,٠٥مم، والسبب فى ذلك يرجع إلى أن سرعة إرساب الذرات التى يبلغ قطرها أقل من ٠,٠٥ مم تتضاءل حتى تكاد تنعدم. بينما تزداد سرعة الإرساب الهوائى بالنسبة للذرات الأكبر حجماً. أما الحبيبات الخشنة فالرياح لاتحملها وإنما تدفعها على سطح الأرض. وبناء على ذلك يرى Koelbl أن غبار اللوس قد عانى عملية غربلة مزدوجة.

وينبغي أن نشير هنا مرة أخرى إلى أبحاث كل من Beskow و Duecker فيما يختص بتأثير الصقيع فى المناطق المجاورة للجليد ولم تتأثر به تأثيراً مباشراً فى تكوين ذرات يبلغ قطرها بين ١, ملم و ٠,٠١ مم،و هى فى هذا تدانى ذرات اللوس المثالية.

اتجاه الرياح التي أرسبت اللوس:

درس هذا الموضوع من الوجهتين المتيورولوجية والمورفولوجية ولكن نتائج الدراسة لم تؤد إلى حل كامل للمشكلة. فبالنسبة لوسط أوربا يرى R. Grahmann (١٩٣٢) أن الرياح الشمالية هى المسؤلة عن إرساب اللوس، أما A. Doecker (١٩٣٧) فيرجح كفة الرياح الشرقية، بينما يتفق L. Weinberger (١٩٥٤) و P. Woldstedt و H. Poser (١٩٥١) و H. Flohn (١٩٥٣) على أهمية الرياح الغربية فى إرساب اللوس.

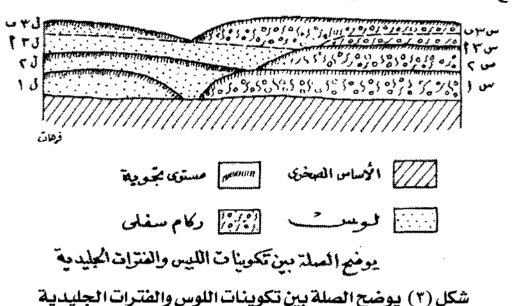
يبدو أن الرياح الغربية قد لعبت دوراً هاماً فى إرساب تكوينات اللوس فى وسط أوربا لهذا نجد فى مناطق انتشار اللوس تناقصاً عاماً فى سمكه من الغرب إلى الشرق،كما نجد أن حبيباته تدق فى نفس الإتجاه. وقد سبقت الإشارة أيضا إلى تجمع اللوس على الخصوص فى الجوانب الشرقية من المنحدرات أى فى ظل الرياح الغربية. اما فى منطقة بازل وغرب ألمانيا فيظهر أنه كان للريح الشمالية تأثيراً كبيراً فى إرسابه. ففى إقليم بازل يتناقص سمك قطاعات اللوس من الشمال إلى الجنوب وتدق ذراته أيضاً فى نفس الاتجاه. وفى غرب ألمانيا تظهر تكوينات اللوس متشابهة فى سمكها وطبيعتها وحجم ذراتها على جانبى وادى الرين الشرقى والغربى. وقد سبق القول بأن الرياح الغربية هى التى نقلت وأرسبت تكوينات اللوس فى أمريكا الشمالية.

الصلة بين اللوس والفترات الجليدية:

يتضح من الدراسات التى سبق أن عرضناها أن اللوس البلايوستوسينى قد تكون فى أوج الفترات الجليدية، لا فى بداية فترة جليدية، ولا فى نهايتها (Soergel ١٩١٩ و Buedel ١٩٦٠). ففى أثناء أدوار ذوبان الجليد مثلا لم تكن الظروف المناخية مناسبة لتكوينه إذ أن المناخ كان حينئذ رطباً. على أن هذا الرأى - الذى نادى به Soergel ومن بعده تلاميذه، والذى يتحمس له Buedel، لإعتقاده بوحدة الفترة الجليدية - لم

يبق دون إعتراض، إذ يرى كل من H. Breddin (١٩٢٦، ١٩٢٧، ١٩٣١) و H. Poser (١٩٤٨، ١٩٥١) أن تراكم اللوس قد استمر أثناء القسم الاخير من الفترات الجليدية. بل إن Zur Muehlen (١٩٢٨) و W. Weissermel (١٩٣٠) يعتقدان أن اللوس لم يتراكم إلا فى القسم الأخير من الفترات الجليدية. ويرى المؤلف بناء على أبحاثه فى سويسرا أن تكوين اللوس قد بدأ فى القسم الأول من كل فترة جليدية وبلغ عنفوانه فى أوجها، ولم يكن فى الإمكان الوصول إلى إثبات واضح عما إذا كان تكوين اللوس قد استمر فى القسم الأخير من الفترة الجليدية أم أنه توقف، نظراً لأن ذلك القسم يتميز فى سويسرا بشيوع ظاهرة انسياب التربة Solifluction التى أتلفت الأجزاء العليا من قطاعات اللوس، على أن هناك بعض الشواهد فى لوس منطقة لايبشتات Leibstadt التى تقع إلى الغرب من الوادى الأدنى لنهر الآرى Aare تدل على استمرار تكوين اللوس فى القسم الأخير من الفترات الجليدية.

وغبار اللوس الذى أذرته الرياح آثناء الفترة الجليدية وخاصة حين بلغت عنفوانها (بالمعنى المناخى) أعيد ارسابه فى مناطق معينة توافرت فيها شروط تراكمه، ويبدو أن تلك المناطق - كما هى الحال فى مناطق تراكم اللوس الحالى- كانت تتميز بوجود حشائش إستبس ساعدت على تجميع غباره. والحد الشمالى لتوزيع اللوس فى شمال ألمانيا الذى لا يرتبط بحدود امتداد الجليد - كما أكد Keilhack (١٩٢٠) يمثل الحد الشمالى لإنتشار حشائش الاستبس فى وسط أوربا أثناء الفترة الجليدية الأخيرة. ويرى W.Doecke (١٩٢٨) أن أفضل بيئة لتجميع اللوس البلايوستوسينى كانت بيئة تندرا تنمو فيها حشائش فقيرة. وحينما ينعدم وجود اللوس المثالى فى أراضى البحر المتوسط، فمرجع ذلك أن تلك الأراضى كانت تغطيها الغابات لا حشائش الاستبس أثناء الفترات



شكل (٣) يوضح الصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية

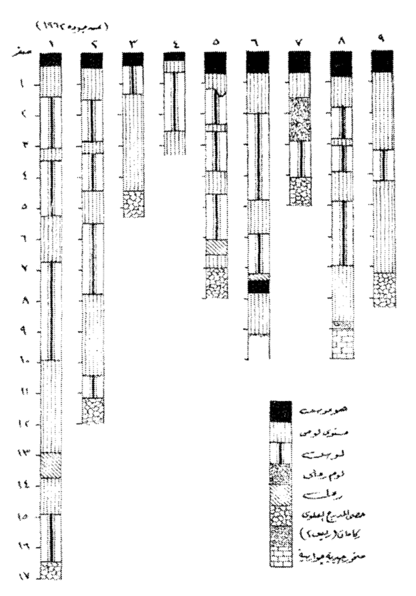
الجليدية. وإذا كان تكوين اللوس البلايوستوسينى نتاج ظاهرة مناخية ترتبط كل الإرتباط بالفترات الجليدية، فينبغى أن يكون لكل فترة جليدية (لوس) يختص بها. وكان W. Soergel (١٩١٩) أول من حاول أن يقيم تصنيفاً لتكوينات اللوس ويربط بينها وكل فترة من الفترات الجليدية وذلك بالنسبة لوسط أوربا.

والصلة بين تكوينات اللوس والفترات الجليدية يوضحها الرسم المبسط التالى : انظر (شكل ٣).

فالفترة الجليدية الأولى بركامها س١ تعاصر اللوس لـ١، ولما كان اللوس قد تراكم فى امتداد الجليد، فإنه سيتجنب منطقة إرساب الركام س ١. وفى خلال الفترة الدفيئة التى أعقبت الفترة الجليدية الأولى تحول سطح كل من الركام س ١ واللوس ل١ الى تربة (مستوى تجوية) بفعل التجوية. وأثناء أوج الفترة الجليدية الثانية التى كونت الركام س ٢ حدث أيضا تراكم اللوس ل٢. وفى حالة عدم امتداد جليد الفترة الثانية إلى حدود امتداد جليد الفترة الأولى، فإن اللوس المعاصر ل٢ – الذى بدوره يتجنب منطقة توزيع الركام س٢– تراكم جزئياً فوق تربة الركام س١ وقسم آخر على الأساس الصخرى الذى ينتمى إلى ما قبل عصر البلايستوسين وقسم ثالث على تربة اللوس ل١. ولتقرير عمر هذا اللوس لا يفيد تراكمه على الأساس التابع لما قبل البلايستوسين بل وجوده هنا مضلل، وإنما يفيد تراكمه على تربة الركام س١ أو على تربة اللوس ل١. ثم يتبع ذلك حلول فترة دفيئة ثانية تتكون فى أثنائها تربة على الركام س٢ وأخرى على اللوس ل٢.

وقد أعقب ذلك فترة جليدية ثالثة قصر امتداد الجليد فى قسمها الأول عن بلوغ حدود جليد الفترة الجليدية الثانية، وفى أثناء ذلك القسم تراكم اللوس ل٣أ الذى يعاصر الركام السفلى س٣أ. وبعد ذلك تقدم جليد الفترة الثالثة وزحف فوق اللوس ل٣أ الذى تكون حديثاً وغطاه بركامه س٣ب، ولم يتوقف تراكم اللوس أثناء ذلك بل استمرأثناء تقدم الجليد، فتراكم اللوس ل٣ب فوق اللوس ل٣أ بعيداً عن حافة الجليد المتقدم. وإذا حدث وتراجع جليد الفترة الثالثة فى قسمها الأول – قبل تقدمه فى قسمها الثانى بسبب حدوث ذبذبة مناخية – فإن اللوس ل٣أ قد ينكشف لعوامل التجوية فيتحول الجزء السطحى منه إلى تربة. وفى هذه الحالة نجد فى اللوس ل٣ الذى يتبع الفترة الجليدية الثالثة تربة لومية رقيقة تمثل الذبذبة المناخية التى تقع بين قسمى الفترة الجليدية الثالثة، ومن بين عشرات القطاعات التى درسها المؤلف فى سويسرا، نلخص نتائج قطاعين أحدهمايوضح الصلة بين الركامات السفلى وتكوينات اللوس، والآخر يمثل طريقة الربط بين الدرجات النهرية ومستويات اللوس.

القطاع الأول : يمثل ظروف طبيعة التراكم فى منطقة Oberholz قرب آراو-Aa-rau. (أنظر شكل ٤) والثانى يمثل ذلك فى منطقة أخرى جنوبى بازل حوالى -Allsch wil. يرتكز قطاع اللوس الأول على طبقة رقيقة نوعاً من الركام السفلى الذى يظهر من دراسته أنه ينتمى الى الدور الجليدى ريس ٢ Riss 2، ويرتكز هذا الركام على صخور جيرية جوراسية. وقد أظهرت الأبحاث أن الركام قد عانى من فعل التجوية أثناء فترة دفيئة طويلة. ويرتكز على الركام ثلاثة مستويات من اللوس المثالى، يفصل بينها مستويان غير متكافئين فى عمق وتأثير التجوية. وترتكز هذه المستويات الخمسة على تربة عميقة ترتكز بدورها على الركام السفلى. وعلى سطح القطاع توجد التربة الحالية.



شكل (٤) بعض قطاعات لوس في سويسرا
القطاعان رقم ١، ٢ في منطقة بازل و القطاع رقم ٣ في منطقة آراو

وقد صار تقييم القطاع على النمط الآتى :

الركام السفلى الذى تملأ تكويناته الشقوق والشروخ فى الصخر الجيرى، قد أرسبه جليد الريس ٢ ، ثم أثرت فيه التجوية تأثيرا بيناً أثناء فترة دفيئة طويلة Interglacial تقع بين الريس ٢ والريس ٣ .

التربة العميقة التى تقع فوقه قد تكونت فى الأصل فى شكل لوس مثالى أثناء فترة جليد الريس ٣ ، ثم تعرضت للتجوية فترة طويلة وكان ذلك أثناء الفترة الدفيئة الأخيرة Riss 111 - Wuerm - Interglacial.

ثم جاءت فترة جليد الفورم، فتكون فى قسمها الأول مستوى اللوس الذى يرتكز على التربة السالفة الذكر، والذى تحول بدوره فى قسمه الأعلى إلى تربة ضحلة نوعاً تكونت أثناء مرحلة دفيئة قصيرة interstadial ثم تلا ذلك وصول الفترة الجليدية الى الأوج، فتراكم مستوى اللوس الثانى والثالث، ويفصل بينهما مستوى لومى رقيق تكون أثناء ذبذبة مناخية دفيئة قصيرة. يلى ذلك إلى أعلى مستوى لومى أخير تعلوه التربة الحالية، وهنا لم نستطع الجزم ما اذا كان المستوى اللومى الذى تراكم فى الأصل على شكل لوس قد تكون فى أواخر أوج الفترة الجليدية أو القسم الأخير من الفترة الجليدية.

أما القطاع الثاني: فيقع فى منطقة أساسها الجيولوجى تكوينات ترجع الى الزمن الثالث تسمى letten أو Septerienton ترتكز فوقها مصطبة أتبعها الاستاذ الجيولوجى Muehlberg (١٩١١) وتلاميذه الى فترة الريس ٢ ، وربطها بمثيلاتها فى جهات أخرى من وسط وغرب شمال سويسرا، وبنى على هذا وغيره نظامه الشهير فى تصنيف العصر الجليدى فى شمال سويسرا. وسار على منواله من بعده الأستاذ H. Suter (١٩٣٦) ومساعدوه فى الجامعة العليا الفيدرالية بزيورخ فى الربط بين هذه ومثيلاتها فى منطقة زيورخ وما جاورها. وقد اعتمد هذا وذاك أساسا على العمل الحقلى وعلى الربط بين منسوب الدرجات فى مختلف الجهات.

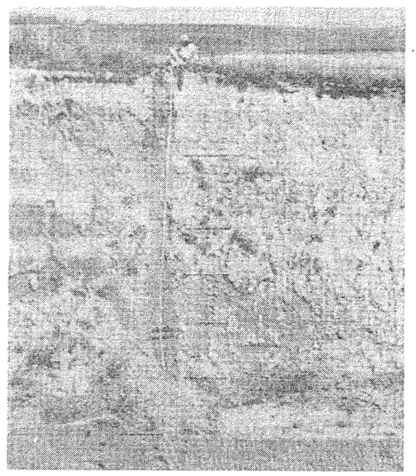
وقد أثار الباحث (جودة ١٩٦٢) ناحيتين هامتين فى الدراسة للتفريق من الوجهة الزمنية بين مصطبة وأخرى وهما : درجة التجوية وعمقها فى تكوينات المصطبة ثم الصلة Contact أو الحد بين مصطبة وأخرى، وبهذا يمكن التفرقة والتمييز بين مصطبة تراكمية وأخرى تحاتية مع اعتبار المنسوب كأساس ثالث. وكان من نتائج ذلك أن بدأت عملية مسح جديدة للقسم الشمالى من سويسرا يقوم بها طلبة الدكتوراه فى المعهدين الجيولوجى والجغرافى بجامعتى زيورخ.

يهمنا من هذا أن هذا القطاع وأمثاله فى منطقة بازل قد اتضح أنها ترتكز على تكوينات المدرج العلوى التابع للريس ١ ، والتى تعرضت لفعل التجوية أثناء فترة دفيئة

طويلة Interglacial تقع بين الريس ١ والريس ٢ . ويلى ذلك إلى أعلى مستوى لوس تكون أثناء فترة جليد الريس ٢ ، ثم سادت بعد ذلك فترة دفيئة طويلة بين الريس٢ والفورم تكونت أثناءها تربة عميقة، ترتكز فوقها مستويات اللوس واللوم التابعة لفترة جليد الفورم. وهى لا تختلف هنا عن مثيلاتها فى القطاع السابق من حيث التصنيف. وان كانت تتميز بطبيعة وصفات مغايرة.

والتصنيف الكامل للفترات الجليدية كلها فى قطاع منفرد من قطاعات اللوس فى سويسرا وفى النمسا أو فى ألمانيا غير ممكن، فأضخم قطاع هنا و هناك لايغطى سوى فترتى الريس والفورم بأقسامهما الثانوية، لهذا لا بد من ا لربط بين قطاع وآخر ومصطبة نهرية وأخرى أو ركام وآخر، للوصول الى تصنيف كامل للعصر الجليدى بفتراته وأدواره.

أما فى المجر وتشيكوسلوفاكيا فنجد قطاعات ضخمة درس بعضها دراسة حديثة خاصة فى الدولة الأخيرة، نورد منها ملخصا لنتائج قطاع Sedlec بالقرب من «براغ» الذى قام بدراسته الباحثان Prosek و Lozek (١٩٥٩) . والرسم التوضيحى المبسط المرافق (أنظر



شكل (٥) مثال لمظهر قطاعات اللوس في الطبيعة
قطاع لوس فوق ركام سفلي (ريس ٢) يرتكز علي تكوينات المدرج العلوي (ريس١) في الحوض الأوسط لنهر الآري في سويسرا

شكل ٦) يلخص الشرح الدقيق المستفيض الذى أورده المؤلفان فى بحثهما. ويقع القطاع على الجانب الشرقى لوادى المولداو Moldau ويرتكز على خمس من الدرجات النهرية تتبع على التوالى مندل ١ ، ومندل٢ ، مندل ٣ ثم ريس ١ ، ريس ٢ .

ويمكن أن نلخص نتائج تقييم القطاع فى النقط التالية :

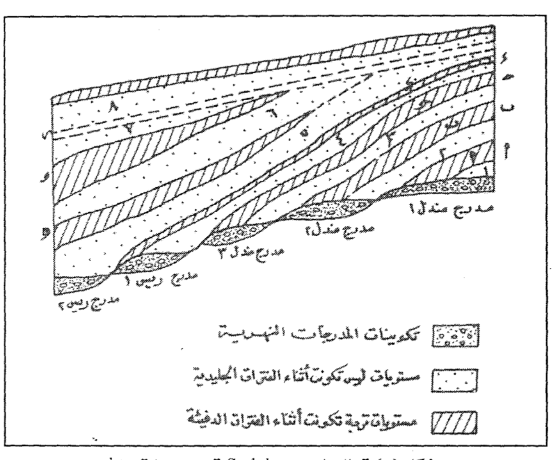
- مستويات اللوس رقم ٨ ، ٧ ، ٦ تراكمت أثناء مراحل جليد الفورم الثلاثة.

- التربة العميقة التى تقع بين مستوى الليس رقم ٦ ، ٥ تكونت أثناء الفترة الدفيئة الأخيرة Riss / Wuerm- interglacial.

- مستويات لوس رقم ٥ ، ٤ ، ٣ ، التى ترتكز على مصطبة المندل رقم ٣ تكونت أثناء مراحل جليد الريس الثلاثة.

- التربة رقم ب تكوت فى الفترة الدفيئة الطويلة بين جليدى المندل والريس / Minel Riss Interglacial.

- ترتكزالتربة السابقة على مستويين من اللوس هما رقم ٢ ، ١ يتبعان مندل ٣ و مندل ٢ ، ويقع المستوى الأخير (رقم ١) على مصطبة مندل ١ .



شكل (٦) قطاع لوس Sedelec قرب مدينة براغ

،وفى أمريكا الشمالية كان ينظر إلى اللوس – لفترة طويلة – على أنه تكوين فترة دفيئة. وقد كان B. Shimek (١٩٠٤) على رأس المدافعين عن تلك الفكرة، وحجته فى ذلك الحفريات التى يحتويها اللوس،، فقد ذكر أن معظم القواقع التى يحتويها اللوس البلايستوسيني توجد الآن فى المنطقة وتعيش فوق تكويناته، ومع هذا ينبغى أن يعترف Shimek أن أنواع القواقع التى توجد فى اللوس كحفريات لم تبلغ فى نموها الدرجة التى تبلغها نفس الأنواع التى تعيش عليه الآن، كما أن بعضاً منها لا يعيش الآن إلا فى أعالى المرتفعات أو فى الجهات الشمالية الباردة. ومهما يكن من شئ فإن إستراتيچرافية اللوس فى أمريكا الشمالية تظهر بما لا يدع مجالا للشك فى تكوينه أثناء الفترات الجليدية. ففى القطاعات العديدة التى توجد على حواف الغطاء الجليدى الذى كان موجودا أثناء الفترات الجليدية فى أمريكا الشمالية، تبدو تكوينات اللوس محصورة بين ركامين سفليين يتبعان فترتين جليدتين، وهناك يتضح أن اللوس يرتكز دائماً على ركام الفترة الأولى الذى يحمل فى قسمه الأعلى تربة عميقة واضحة، بينما مستوى اللوس نفسه الذى يقع فوقها ما زال بحالته الطبيعة لم يعان من التجوية إلا النذر اليسير، وفوقه مباشرة ترتكز تكوينات ركام الفترة الجليدية التالية.

نستنتج من هذا أنه ينبغى أن تكون قد سادت فترة غير جليدية طويلة فصلت بين فترة تكوين الركام السفلى الأول وفترة تراكم اللوس. فى تلك الفترة الدفيئة الطويلة تكونت التربة العميقة، التى كان يضرب فيها – بلا شك – نبات كثيف بجذوره. أما الذبذبة المناخية الدفيئة التى تقع بين فترتى تراكم اللوس وتكوين الركام السفلى الذى يعلوه، فقد كانت شديدة القصر. فهنا أيضاً نجد أن اللوس قد تكون فى أوج الفترة الجليدية التى يتبعها الركام السفلى الذى يرتكز عليه، فقد توقف جليد الفترة الثانية عند حد، فأعطى الفرصة خلال توقفه لتراكم اللوس، ثم تقدم فغطّى اللوس وأرسب عليه ركامه السفلى.

وحينما نجد فى قطاعات لوس أمريكا الشمالية مستوى ضئيلا من المواد العضوية يحمله اللوس بينه وبين الركام الذى يعلوه والذى يكاد يعاصره، فإن ذلك لا يدل بالضرورة على وجود فترة دفيئة طويلة، إذ ينبغى أن لا ننسى أن منطقة اللوس الرئيسية فى أمريكا الشمالية تقع أبعد الى الجنوب بالنسبة لخط العرض من مثيلتها فى أوربا، فهى فى أمريكا الشمالية تكتنف دائرة العرض ٤٠° شمالا، وحول خط العرض هذا كانت درجات الحرارة أيضاً فى أثناء الفترات الجليدية أعلى – على الأقل فى فصل الصيف – من مثيلتها فى منطقة اللوس الرئيسية فى أوروبا، وبالتالى أغنى من الوجهة النباتية، مما أعطى الفرصة لتكوين مثل تلك القشرة الرقيقة من المواد العضوية.

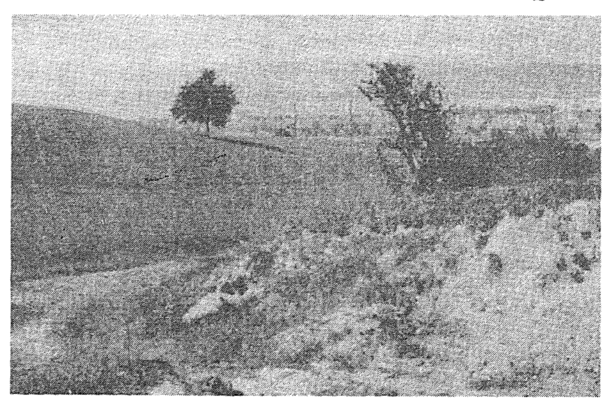
يتضح لنا من هذا العرض العام المبسط أهمية تكوينات اللوس لا باعتبارها تربة

خصبة من الوجهة الإقتصادية فحسب، فهذه ناحية لم أشر اليها لأنها لا تحتاج إلى إشارة، وإنما باعتبارها مفتاح الكشف عن كثير من أسرارِ الزمن الرابع بفتراته الجليدية وغير الجليدية. وقد تحاشيت الدخول فى تفصيلات فنية ترتكز على أسس ومفاهيم جيولوجية وبتروجرافية وبيدولوجية وباليونتولوجية يصعب تتبعها خلال محاضرة، وحسبى هنا أن أذكر أنه ينبغى عند تقييم قطاع من الوجهة الإستراتجرافية استخدام الشواهد الآتية مرتبة بحسب أهميتها :

١- الدراسات والمشاهدات الجيولوجيةكأساس للتقييم كله.

٢- الشواهد البتروجرافية والباليونتولوجية التى تضبط الدراسات الجيولوجية، والتى تمكن من إجراء المقارنة والربط بين المستويات المختلفة، ولكنها بدورها تفقد قيمتها بدون المشاهدات الجيولوجية.

٣- الأدلة الأثرية، وهذه نوردها فى المكان الثالث من الأهمية، لأنه لا يستطاع فى كثير من الأحيان ربطها بالحفريات، فهى عبارة عن نتاج بشرى، تتأثر بهدف استخدامها وبنوع المادة التى تعالج منها وبشخص منتجها، فهى لايمكن اعتبارها - بأى حال - حفريات تخضع لتأثير الظاهرات الطبيعية، كما أن قراءة القطع الأثرية لا يكون دقيقاً فى كثير من الأحيان، إذ أنها تخضع للحكم الفردى بدرجة أكبر من خضوع الحفريات.



شكل (٧) بيئة اللوس في شمال سويسرا

Astm. 1954 : (AmericanSociety for Testing Material), Standards, Vol. 1954, Method Astm, D-422-54-T .

Bader, Fr. : (1925) Beitraege zur Geologie des Nordoestlichen Tafeljura Zwischen Aare und Rhein, Diss, Zureich.

Barbour, G. B. :(1935) . Recent observations on the loess of North China. Geog. Journal, Vol. LXXXVI, No. 1

Berg, L. : (1932) . Loess als produkt der Verwitterung und bodenbildung. Transact. II, Intern Conf. Assoc. Quatern . 1. Leningrad.

Berger, F. : (1932). Zur Gliederung des Schlesischen Loesses, Centralbl. f. Min. Geol. Palaeon, Abt. B.

Bestow, G. : (1930).Erdfliessen und Strukturboeden der Hochgebirge im Licht der Frosthebung. G.F.F. 52 .

Bordes, Fr., : (1954) Les Limons Quaternaires du Bassin de la Seine. Arch. Inst. Pal. Humaine, Mém. 26, Paris.

Bordes, Fr., und Muller-Beck, Hj. (1956). Zur Chronologie der Loess - sedimente in Nordfrankreich und Suddeutscland. Germania 34 .

Brandtner, F. : (1950). Ueber die Relative Chronologie des jungeren Pleistozaens Niederoestereichs. Arch. Aust. H. 5.

Brandtner, F. : (1954). Jungpleistozaener Loess und fossile Boeden in Niederoestereich. Eiszeitalter und Gegenwart, Oehringen/ Wuertt.

Brandtner, F. : (1956). Loesstratigraphie und Palaeolitische kul- trurabfolge in Niederoesterreich und in den Angrenzenden Gebieten . Eeiszeit. u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.

Breddin, H. : (1926). Loess, Flugsand und Niederterrasse am Nie- derrhein, Jahrb. Pr. Geol. Landedsanst.. XLVI.

Breddin, H. : (1927). Loess, Flugsand und Niederterrasse im Nie- derrheingebiet, ein Beitrag zur Frage der Entstehung des Loesses. Geol. Rundschau 18 .

Breddin, H. : Flussterrassen und Loes am Niederrhein, Zt. Dtsch. Geol. Ges., 83 .

Brueckner, E. und Penck, A. : (1909). Die Aplen im Eiszeitalter, II. Bd. Leipzig.

Brunnacker, K. : (1956). Regionale Bodendifferenzierungen Waehrend der Wuermeiszeit. Eiszeit, und Gegenw. Oehringen/ Wuertt.

Brunnacker, k. : (1957). Bemerkungungen zur Feinstgliederung und zum kalkgehalt des Loesses. Eiszeit u. Gegenw Oehringen/Wuertt.

Bryan, K. : (1945) Glacial versus desert origin of loess. Amer. Journ of Science, Vol. 243 .

Buedel, J : (1944). Die morphologischen Wirkungen des Eiszeit Klima, im Gletscherfreien Gebiet . Geol. Rdsch. Bd. 34.

Buedel, J : (1949). Die raumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeiltalters. Die Naturwiss. 37, Berlin .

Buedel, J : (1951). Die Klimazonen des Eiszeitalters. Eiszeit, u. Gegenw., Oehringen/Wuertt.

Buedel, J : (1953). Die "Periglazial" - Morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der Ganzen Erde. Erdkunde 4 .

Buedel, J : (1960). Die Gliederung der Wuermkaltzeilt Wuerzb. Geogr. Arbeiten, Wuerzburg.

Cailleux, A. : Sur quelques sables et gres de la région de barcelone, Misceianea Almera. I a Parte, Barcelone,

Dammer, B. : (1941). Ueber Flottsande in der Oestlichen Mark Brandenburg. Jb. Reichasant. f. Bodenforsch. 61, Berlin.

Deecke, W. : (1928) . Flechterrasen im Loess. Z. Dtsh. 80.

Dewers, F. : (1932). Flottsandgebiete in Norddeutschland, ein Beitrag zum loessproblem . Ann. Nat. Verein, Bremen.

Doeglas, D.J. : (1946) . Loess, an eolian product. J. Sedim Petrol, 19.

Duecker, A . : (1937)Ueber Strukturboeden im Riesengebirge. Zeitschr, Deutsch. Geolog. Ges. 89 .

Fauler, W. : (1936) . Der Loess und Loesslehm des Schwarzwaldrandes

Zwisdren Achern und Offenburg. Neues Jahresb. f. min. Geol. u. Palaeon, Bd. 75B. Stuttgart .

Fink, J. : (1954), Die Fossillen Boeden im Oestereichischen Loess. Quartaer 6 .

Fink, J : (1955). Beitraege zur Pleistozaenforschung in Oesterreich, Ver. Geol. Bundesant. landerheft.

Fink, J. : (1956). Zur Korrelation der Terrassen und Loess in Oesterreich. Eiszeitalter u. Gegenwart. Oehringen/Wuertt.

Flohn, H. : (1953). Studien ueber die atmosphaerische Zirkulation in der letzeten Eiszeit. Erdkunde 4 .

Gouda, G. H. : (1962). Untersuchungen an Loessen der Nord-Schweiz. Diss . Zuerich.

Grahmann, R. : (1932). Ueber Herkunft und Entstehung des Losses in Mitteleuropa. Bull. of the Inform. Ser. of theAssoc. for the Study of Europe. Quat. H. 3/4, Leningrad.

Hobbs, W.A . : (1931). Loess, pebble band, and boulders from glacial outwash of theContinental Glacier. J. of Geol. 39, Chicago.

Holzer, H. : (1952). Ein Beitrag zur Frage nach der Herkunft des Loesses, auf sedimentpetrographiche Grundlage . Zeitschr. furer Glestcherk. u. glazialgeol. Bd. II . H. 1. Innsbruck .

Kay, G. F. : (1931). Classification and duration of the Pleistocene period. Bull. Amer. 42.

Keihack, K. : (1920). Das Raetsel der Loessbildung. Zeitschr. d. Deutsch Geol, Ges, 72. Stuttgart.

Koelbl, L. : (1930). Studien ueber den Loess, Mitt. Geol. Ges Wien 23.

Koelbl, L. : (1931), Ueber die Aufbereitung Fluviatiler und Aeolischer Sedimente.Tscherm. Min. Mitt. 41.

Lauterborn, R. : (1912). Ueber Staubbildug aus Schotterbaenken im Flussbett des Rheins. Vehrh. Naturhist. Med. Verein, Heidelberg. N.F. 11.

Leighton, M.M & Mac Clintock, P. : (1930).Weathered zones of the drift sheets of Illinois. J. Geol. 38.

Leighton, M.M.& Willmann. H.B. : (1950). Loess formattions of the mississippi Valley. J. Geol. 58.

Linstow, O., Von. : (1902). Ueber Ungglaziale Feinsande des Flaemnig. J. 6 . preuss. 23 .

Merzbacher, G. : (1913). Die Frage des Entstehung des Loesses. Peterm. Geog. Mitt. Gotha.

Mirtschink, G. : (1928). Ueber die physikalisch-geographischen Bedingungen der Ablagerungsepoche des Oberen Loesses im Gebiete des Europaeischen Teiles der U.D.S.S.R. Bull. Acad. Sci. U.R.S.S.

Muehlberg, F. : (1911). Der Boden des Aargaus. Mitt. Aarg. Ges

Muenichsdorfer, F. : (1926). Der Loess als Bodenbildung, G.R. 1.

Obrutschew, W.A. : (1933). Das Loessproblem, Transact. II. Intern. Conf. Assoc. Study Quatern. Period 2, Leningrad Moskau.

Poser, H. : (1948). Aeolische Ablagerungen und Klima des Spaetglazials in Mittel-und Westeuropa. Naturwiss. H. 9 .

Poser, H. : (1951). Die Noerdliche Loessgrenze in Mitteleuropa und das Spaetglaziale Klima. Eiszeit. u. Gegenw. Oehringen/Wuertt.

Prosek, F. und Lozek, V. :(1957). Stratigraphische Uebersicht des Tscheckoslowakischen Quartaers. Eiszeit. u. Gegenw.

Scheidig. A . : (1934). Der Loess und Seine Geotechnischen Eigenschaften. Dresden u. Leipzig .

Schoenhals, E. : (1950). Ueber Einige Wichtige Loessprifile und Begrabene Boeden im Rheingau. Notizbl. Hess L.A. f . Bodenforsch. VI Folge, H. 1.

Schoenhals,E. : (1951) . Ueber fossile Boeden im Nichtvereisten Gebiet. Eiszeitalter u. Gegenw. Ochringen/Wuertt.

Schoenhals,E. : (1952). Gesetzmaessige Beziehungen Zwischen Koernung und Kalkgehalt des Loesses. Geol. J6 . 66 .

Schoenhals,E. : (1953). Gesetzmaessigkeiten im Feinanbau der Talrandloessen mit Bemerkungen ueber der Entstehung des Loesses. Eiszeit. u. Gegenw.

Schmidle. W. : (1908). Ueber Aeolische Bildungen Waehrend des Rueckzuges der Letzten Vergletscherung. Verein f. Gesch. d. Bodensees, H. XXXVII.

Shimek, B. : (1904). LoessPapers. Bull . Labor, Nat. Hist . State Univ. Iowa 5.

Smith, G. : (1942). Illinois Loess. Univ. Illinois. Agr.Exp. Stat. Bull, 40.

Soergel, W. : (1919). Loess, Eiszeiten und Palaeolitische Kulturen. Jena.

Stoller, J. : (1911). Beitraege zur kenntiniss der diluvialen Flora. J6. Preuss. 32. 1.

Suter, H. : (1939). Geologie von Zuerich Einschliesslich seines Exkursionsgebietes. Zuerich.

Thiesmeyer, L. R. & Wigmann, R. E. : (1942). Wind work accompayning and following glaciation. Journ. of Geol. Chicago.

Von zur Muehlen, L. : (1928). Diluvialstudien am Mittelschlessichen Gebirgsrande. J6. d. Preuss. Geol. L.A. Bd. 49, Teil, 1 Berlin.

Weinberger, A.L. : (1954). Die Periglazialerscheinungen im Oesterreichschen Teil des Eiszeitlichen Salazach-Vorlandgletschers. Goettinger.Geog. A6 h. H. 15,Goettingen.

Weissermel. W. : (1930). Zur Stratigraphie, Tektonik des Oestlichen Teiles der subherzynen Mulde und ihrer Nordoestlichen nachbargebiete. Pr. Geol. Landesants, N.F. 125 .

Woldstedt, P. : (1939). Vergleichende Untersuchungen an Islaendischen Gletschern. J6. d. Preuss. Geol Landesanst. 69. Berlin.

Woldstedt, p. : (1956). Ueber die Gliederung der Wuermeiszeit und die Stellung der Loesse in ihr. Eiszeit. u. Gegenw.

Woldstedt, p. : (1960). Die Letzte Eiszeit in Nordamerika und in Europa . Eiszeit, u. Gegenw.

المبحث الرابع
سهل بنغـــازي

الموقع:

ينحصر سهل بنغازى فيما بين الهوامش الغربية للجبل الأخضر والساحل الشرقى لخليج سرت. وهو يبدو بشكل مثلث رأسه فى الشمال عند بلدة توكرة، وقاعدته فى الجنوب فيما بين بلدتى الزويتينة على الساحل وأنتيلات فى الشرق. ويضيق السهل فى الشمال نظراً لاقتراب الحافة الخارجية للجبل الأخضر من الساحل، ولكنه ما يلبث أن يتسع بالاتجاه جنوباً، إذ تبتعد الحافة عن الساحل بالتدريج. وأقصى عرض يبلغه السهل يصل إلى ٥٠ كم. وحدود السهل فى الجنوب غير واضحة، فهو يتداخل فى الأراضى السهلة الفسيحة المشرفة على خليج سرت.

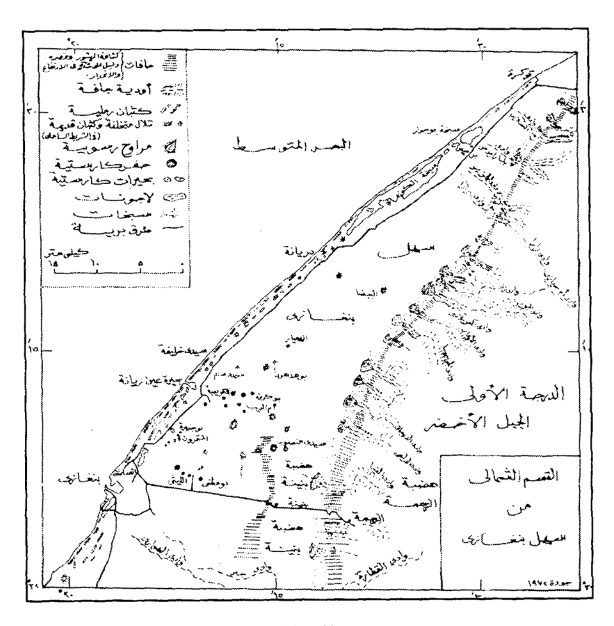
البناء الجيولوجي:

تتركب أرض سهل بنغازى كلية من صخور رسوبية، وهى كلها من صخور الكربونات البحرية النشأة التى تنتمى لعصر الميوسين. وأحدث الطبقات الصخرية ما ينتمى منها للفترة الهلفيتية Helvetium التابعة للميوسين الأوسط، وهى تتركب من صخور جيرية دولوميتية ومارلية، ويشيع انتشار هذه الصخور فى السهل وأيضاً فوق هضبة الرجمة، وإن كانت تتغطى هناك أحياناً بغطاء من الصخور الجيرية الدولوميتية التابعة لفترة تورتون Torton (انظر الخرائط الجيولوجية المرفقة بتقرير القطارة ١٩٦٧).

وترتكز تكوينات الميوسين الأوسط على تراكيب صخرية تتألف من المارل الأخضر الضارب للزرقة ومن الحجر الجيرى الطباقى المارلى الرملى، وهى كلها تنتمى لفترة بورديجال Burdigal التابعة للميوسين الأسفل، وتبرز لها مظاهر قرب «حوش الهوارى» فى قاع وادى القطارة. وترتكز طبقات الميوسين الأسفل فوق الصخور الجيرية الإيوسينية مباشرة، والأخيرة تبدأ فى العمق عند منسوب يتراوح بين ١١٠ – ١٤٠ متراً فى القسم الغربى من هضبة الرجمة.

وتنتشر رواسب الزمن الرابع على امتداد الشريط الساحلى، وتتمثل فى الداخل فى غطاء رقيق من التربة الحمراء يكسو الصخور الجيرية.

ومن الوجهة التكتونية هناك نطاق عيبى يتمثل فى هيئة التواء وحيد الجانب، هبط جانبه الغربى على طول امتداد حافة الدرجة الأولى من بلدة «طلميته» شمالاً حتى جنوبى بلدة «بنينه». وفى القسم الأوسط من السهل نصادف نظماً صدعية متوازية تمتد امتداداً عاماً من الشرق إلى الغرب فيما بين حضيض حافة الرجمة شرقاً إلى الساحل



شكل (١)
القسم الشمالي من سهل بنغازي

غرباً فيما بين «سيدى خليفة» شمالاً وجنوبى مدينة بنغازى جنوباً. وهناك نظم أخرى انكسارية أقل إمتداداً تجرى متوازية مع بعضها من الشمال إلى الجنوب ومتعامدة على النظم الصدعية السابقة الذكر (تقرير القطارة ١٩٦٧ – الخرائط الجيولوجية). ولهذه الظواهر التكتونية أهميتها الخاصة فى دورة الماء الباطنى وفى ظهور الأشكال الكارستية التى نتناولها بالدراسة بعد قليل.

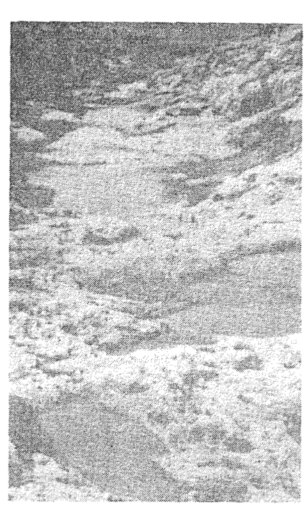
جيومورفولوجية السهل

حافة الرجمة:

يتحدد السهل من جهة الشرق، كما أسلفنا، بواسطة حافة الدرجة الأولى للجبل الأخضر التى ندعوها بحافة الرجمة. ويمكن تتبع أعاليها وأسافلها بكل وضوح ابتداء من «توكرة» شمالاً حتى «أنتيلات» جنوباً، سواء فى الحقل أو من واقع خرائط مقياس ١٠٠,٠٠٠:١ ومقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠ ويبقى حضيض الحافة فيما بين البلدتين على منسوب يتراوح بين ١٥٠ – ٢٠٠ متر، أما أعلاها فيتراوح بين منسوبى ٢٥٠ – ٣٠٠ متر، وإلى الجنوب من خط عرض بنغازى يظل أسفل الحافة على نفس المنسوب تقريباً (بين ١٥٠ – ٢٠٠ متر) بينما يضمحل ارتفاع أعاليها بالتدريج كلما تقدمنا جنوباً، حتى تختفى فى مشارف أنتيلات، ومنحدرات الحافة شديدة محدبة فى أعاليها مستقيمة حتى أسافلها حيث تلتقى بالسهل بشكل فجائى. وتخلو كل منحدرات الحافة فى كل المواضع التى رأيناها، وهى كثيرة، تماماً من أية علامات لمدرجات ثانوية.

ويقطع الحافة عدد كبير من الأودية الخانقية التى تكثر إلى الشمال من دائرة عرض بنغازى على أبعاد قد لاتزيد أحياناً عن بضع عشرات من الأمتار (شكل ١). وينجح بعض من الأودية فى عبور سهل بنغازى ويصل إلى البحر كوادى السلايب جنوبى توكرة، ووادى القطارة جنوبى بنغازى. وبعضها الآخر يقطع جزء من السهل ثم تغيض مياهه قبل أن يدانى الطريق البرى من بنغازى إلى توكرة. ومعظمها تنتشر مياهها وتتوزع رواسبها على مسافات قصيرة من مصباتها فى السهل.

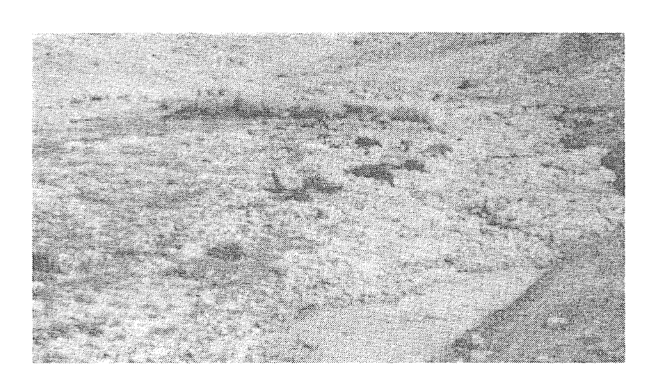
وتجرى الأودية فوق هضبة الرجمة على أرض هينّة الانحدار نوعاً، ولذا فمجاريها ضحلة فى العادة وتتغطى بغطاء رسوبى. وتكبر الانحدارات قرب مخارجها من الحافة، فيعظم النحت الرأسى، وتظهر منعطفات الشباب متقاربة. ويتميز كل منعطف بقطع شديد الانحدار فى الجانب المقعّر، ومنحدر هيّن الانحدار تكسوه الرواسب وينمو عليه النبات. وقيعان كثير من الأودية صخرية تكثر بها الحفر الوعائية التى عن طريق تعميقها وتوسيعها ما تزال الأودية تعمق مجاريها (شكل ٢).



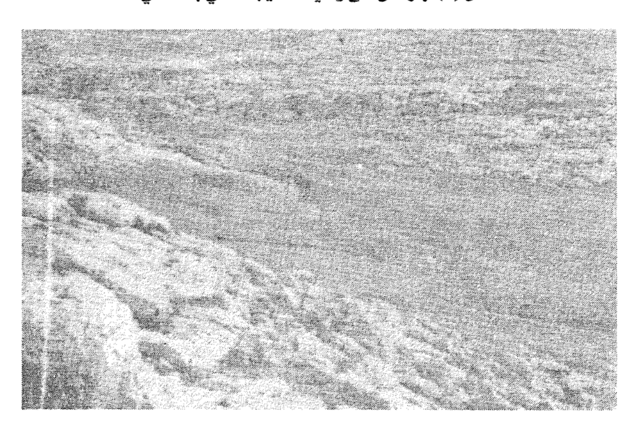
شكل (٢) حفر وعائية في قاع أحد الأودية التي تقطع حافة الرجمة (وادي زازا). ويظهر سهل بنغازي في مؤخرة الصورة.

وحين نصعد على امتداد الأودية إلى أعالى الهضبة تتسع قيعانها، ويفترشها حينئذ غطاء من الحصى والحطام الصخرى بعضه مصقول مستدير، والبعض الآخر خشن سيء الصقل والاستدارة (شكل ٣) وقد تتغطى القيعان برواسب صلصالية تختلط بالرمال والحصى، وفيها تشق المياه حين سقوط المطر مجراها الحالى (شكل ٤). وما تزال منحدراتها هينة نوعاً، ولكن لا أثر لمدرجات مكتملة النمو، اللهم إلا قطوع تعرية على مستويات متفاوتة الارتفاع تغطيها تكوينات حصوية وصلصالية رقيقة السمك.

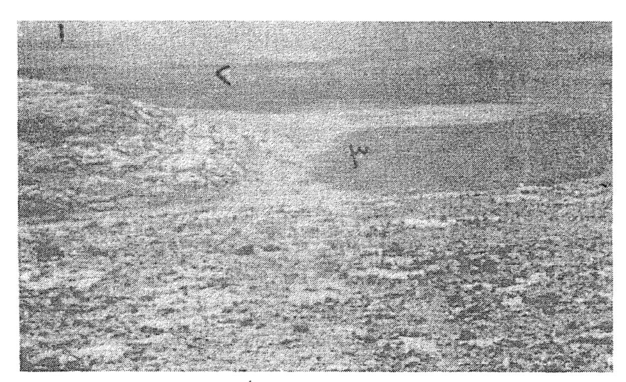
وعند مصبات الأودية فى السهل تنتشر الرواسب فى هيئة مراوح تستدق حبيبات مكوناتها بالابتعاد عن منطقة المصب. وفى المناطق التى تتجاور فيها المصبات تلتحم المراوح ببعضها مكونة لنطاق عريض يمتد بحذاء حضيض الحافة (بجاده). وتتجدد هذه المراوح كل عام أثناء فصل الشتاء حين تتساقط الأمطار وتسيل المياه فى الأودية (شكل ٥) ولما تجلبه الأودية من رواسب صلصالية حمراء أهميتها فى إخصاب المزارع البعلية القليلة التى يتحدد وجودها بالتجاويف الضحلة فى السهل، وإلى هذه الأودية يعزى ترسيب التربة الحمراء فوق السهل يساندها فى توزيعها فعل الرياح. ويختلف سمكها حيثما وجدت بحجم الوادى الذى نقلها وأرسبها.



شكل (٣) جزء من قاع وادي السلايب مغطي بالحصي



شكل (٤) قسم من الجزء الأدني للوادي الذي يقع مخرجه من حافة الرجمة على يمين الطريق المؤدي إلى بلدة الرجمة. القاع مفروش بالرواسب الصلصالية، وفيها تشق المياه لها طريقاً.

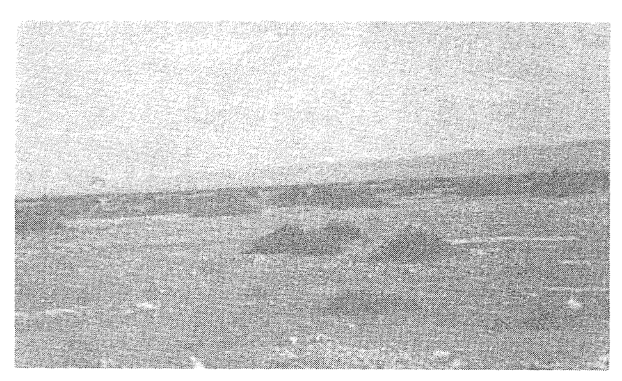


شكل (٥): المراوح الرسوبية عند مصبات الأوديةفي سهل بنغازي.
حينما تتجاور مخارج الأودية تتلاحم الرسوبية مكونة لنطاق بيدمونتي ينحدر انحداراً هيناً صوب السهل. وفيه تستدق حبيبات مكونة بالابتعاد عن حافة الرجمة. ١، ٢، ٣ - ثلاث مراوح تغطيها تكوينات رطبة حديثة الإرساب

المظهر العام للسهل:

يتميز السهل المحصور بين حافة الرجمة وساحل البحر بانحدارات هينة (شكل ٦). فتبدو الفواصل الأفقية بين خطوط الارتفاعات المتساوية منتظمة إلى حد كبير، وهى تتسع بالاتجاه جنوباً مع اتساع السهل نتيجة لانفراج ضلعى المثلث الممثلين فى الحافة وخط الساحل. ولايضطرب انتظام خطوط الكنتور على امتداد السهل من أقصى الشرق إلى أقصى الغرب، إلا فى منطقة بنينه فيما بين دائرتى عرض ١٠ َ ٣٢ ْ - ٣٢ ْ شمالاً. فإلى الشرق من بنغازى بنحو ١٨ كم وإلى الغرب مباشرة من بلدة بنينه تتجاور خطوط الكنتور، فتظهر بذلك حافة يتحدد حضيضها بخط الكنتور ٩٠ متر وقمتها بمنسوب ١١٠ متر (شكل ١). وقد سبق لديزيو (١٩٣٩) وجودة (١٩٧٢) أن ميزاها بجرف بحرى قديم. ويمكن تتبع هذه الدرجة الثانوية على مسافة تصل إلى نحو ١٥ كم، وهى أظهر وأوضح فى شمال بنينه منها فى جنوبها. وما تلبث أن تتلاشى بالتدريج فى اتجاه الشمال والجنوب وتختفى فى الانحدار التدريجى المنتظم للسهل تجاه البحر (شكل ١).

ويحدد كنتور ١١٠ متر حافة هضبة بنينه التى تأخذ فى الارتفاع التدريجى المنتظم حتى كنتور ١٥٠ متراً الذى يحدد أسافل حافة الرجمة. وسطح هضبة بنينه أشبه بسهل فسيح يتميز بالانبساط فى كثير من مناطقه، وبالتضرس الهيّن فى المناطق الأخرى. وفى



شكل (٦): قسم من سهل بنغازي شرقي طريق بنغازي - توكره
يبدو السهل منبسطاً هين الانحدار، وحصوي صخري في معظم الأحوال. ويظهر النبات الخشن ناميا في أكمات صلصالية. وفي مؤخرة الصورة تظهر حافة الرجمة.

الشقّة المحصورة بين وادى القطارة جنوباً وطريق بنغازى - بنينه شمالاً، نرى الإنبساط أظهر ما يكون وتتغطى الأرض بغطاء رقيق من التربة الحمراء، ويكسوها شتاء نبات القمح والشعير والحشائش. وإلى الشمال من الطريق المشار إليه تأخذ الأرض فى التموّج متخذة شكل المنخفضات الضحلة المكسوة بالتربة الحمراء، والربوات الهينة الانحدار، العارية الصخر فى معظم الأحيان. يضاف إلى ذلك عدد من مجارى الأودية تشارك فى تقطيع المظهر المنبسط العام.

وظواهر الكارست فى هضبة بنينه قليلة ومحدودة الأبعاد. من ذلك إثنتان على جانبى بداية الطريق البرى من بنينه إلى الرجمة، واثنتان متقابلتان، حوالى منتصف الطريق، وواحدة على يسار الطريق عند أسفل حافة الرجمة، وكلها قليلة الغور وليس لها اتصال بمستوى الماء الجوفى. وهى ظواهر سطحية نشأت عن الإذابة الموضعية فى عدسات من الصخور الجيرية اللينة، وتتغطى قيعان بعضها بالتربة الحمراء.

وفيما عدا حافة بنينة لا يقطع انتظام انحدار السهل مظهر جيومورفولوجى واضح، اللهم إلا درجة فى مشارف بلدة توكره لا تستبين فى الخرائط الكنتورية، ميّزها جودة عام ١٩٧١ بالدراسة الحقلية وأشار بامتداد على بعد ١ كم من خط الساحل وموازية له، وأقصى ارتفاع لها ٢ متر. وأمكنه تتبعها لمسافة ٨ كم شمالى شرق البلدة ولحوالى ١٠ كم



شكل (٧) سهل بنغازي فيما بين مدينة بنغازي وبلدة بنينة. الصخر الجيري الميوسيني مكشوف في بقع بيضاء تتداخل بينها رواسب صلصالية بنية محمرة. حافة بنينة تظهر في مؤخرة الصورة

فى جنوبها الغربى، وأوضح بأنها تمتد على الجانب البحرى لكنتور ١٠ متر، ويقع أسفلها على امتداد كنتور ٥ متر.

وإذا ما اتجهنا جنوباً يظل الانتظام فى انحدارات السطح هو الظاهرة الشائعة، ولايقطعه سوى قطوع صخرية محدودة الأبعاد لايزيد ارتفاعها على متر واحد أو نحوه.

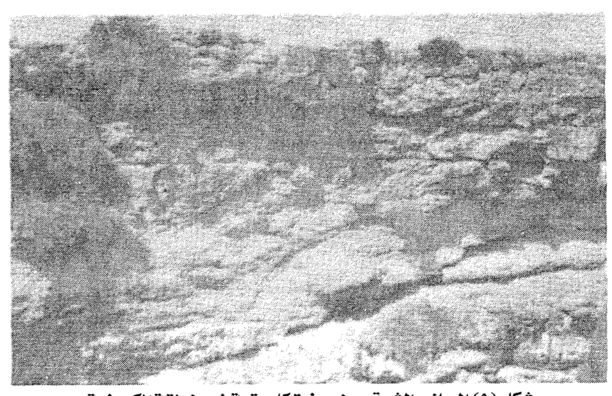
وسهل بنغازى صخرى السطح فى معظمه. ويظهر الصخر الجيرى عارياً فى هيئة بقع غير منتظمة الشكل تحيط بها وتفصل بينها تربات ضحلة حمراء أو بنية محمرة (شكل ٧). وهنا وهناك تبرز ربوات صخرية محدّبة، فسيحة القمم، هيّنة الانحدار. والرواسب البلايوستوسينية حيثما وجدت رقيقة السمك، وفى بعض المناطق خصوصاً فى نطاقات مجارى الأودية التى تعبر السهل يزداد سمك التربة الحمراء فيتراوح بين ٦ –٧ متر بوادى القطارة فى موقع الهوارى على طريق سلوق. جنوبى بنغازى بنحو ٩ كم. وهى هناك ترتكز على صخر جيرى ميوسيى ناصع البياض، وتظهر هذه التكوينات فى محجر يستغله مصنع أسمنت الهوّارى.

الظواهر الكارستية:

سبق أن ذكرنا أن سهل بنغازى قد تأثر بالحركات التكتونية التى تظهر فى عدد من النظم الصدعية المتقاطعة. وهناك ثلاثة نطاقات صدعية: أحدها يمتد من «سيدى منصور» فى الشرق عبر منطقة «الكويفية» إلى «عين زيانة» على الساحل فى الغرب.



شكل (٨) فتحة حفرة كارستية في منطقة بوعطني.
لاحظ سطح السهل الصخري



شكل (٩) الجانب الشرقي من حفرة كارستية في منطقة الكويفية.
الجدار قائم الانحدار، وما تزال أجزاء الطبقة العليا بارزة تطل علي قاع الحفرة.

ونطاق آخر يمتد من بنينه شرقاً إلى منطقة «بوعطنى – الليثى (الغدير) . ونطاق ثالث أقل حجماً يوازى وادى القطارة الأدنى وينتهى جنوب بنغازى . هذا بالإضافة إلى عدد من الكسور الشمالية الجنوبية الاتجاه التى سبقت الإشارة إليها .

ونطاقات التصدّع التى تأخذ اتجاهاً شمالياً جنوبياً موازية لكلا حافتى الرجمة وبنينة تعتبر المجمعات الأولى للمياه التى تنصرف سطحياً ثم باطنياً خلال الشقوق والكسور والكهوف والمسام التى تكتنف صخور الجانب الغربى من الجبل الأخضر بما فيه حوض القطارة نحو الغرب . أما الكسور التى تتقاطع معها والتى حددناها فى ثلاث نطاقات تتخذ اتجاه سير المياه الجوفى من الجبل الأخضر (أى نحو الغرب) ، فهى التى تتسلم المياه من كل المجمعات المشار إليها ، وتحدد تسربها فى مجارى باطنية صوب البحر .

وتمثل الصخور الجيرية الهلڤيتية والتورتونية التابعة للميوسين الأوسط ، مخازن وموصلات جيدة للماء الجوفى . وهى صخور لينة غنية بالحفريات التى تعطى لها نسيجاً إسفنجياً ، وتحوى فواصل وشقوق أصلية وثانوية تعتبر الموصل الرئيسى للمياه . وقد أثر



شكل (١٠) حفرة كارستية في منطقة الكويفية.
القاع مفروش بالرواسب الصلصالية المحمرة، وفيها ينمو النخل والخضروات. لاحظ الانحدار القائم للجانب الشرقي للحفرة (يمين الصورة). وأسفله تنزّ المياه من عيون ما تزال تقوّض أسافل الجرف، وعلي وجهه تستند كتل صخرية متراكمة سبق انهيارها منه. ارتفاع الجرف ١٢ م.

الماء الجوفى على امتداد نطاقات الشقوق والخطوط التكتونية تأثيراً بيّناً وكثيفاً فى إذابة الصخور الجيرية، وساعده فى ذلك بناء الصخور المسامية وليونتها.

وعلى امتداد اتجاهات الخطوط التكتونية الرئيسية نجد الأشكال الكارستية الجوفية على اتصال بالأشكال الكارستية السطحية، ويتضح ذلك بصورة مثالية فى نطاق بنينه - بوعطنى فى كهف الغدير، وفى نطاق سيدى منصور - الكويفية فى كهف الجبخ، ثم فى البحيرات الكارستية كبحيرة بوجزيرة. وفضلاً عما لهذه النطاقات العيبية من أهمية كبيرة كمخازن للمياه ومجمعات لها، فإنها فى نفس الوقت تقرر اتجاهات تدفق الكميات الكبيرة من المياه الجوفية.

وفى منطقتى الكويفية وبوعطنى ينتشر عدد كبير من الحفر الكارستية المتفاوتة الأحجام (شكل ٨). وكلها عميقة، وتشرف جدرانها على قيعانها بانحدارات شديدة. وقد لاحظنا فى كل حالة أن جوانبها الشرقية شديدة الانحدار، بل إن الانحدار قائم فى معظم الأحيان (شكل ٩) وهذا إن دل على شىء فإنما يدل على أن الماء الباطنى قد شارك فى تكوينها. فهى لم تنشأ عن طريق إذابة الماء السطحى للتكوينات الجيرية فحسب وإنما أى،ضاً عن طريق التقويض السفلى للماء الجوفى. وتوجد الآبار الضحلة والعيون عند أسفل الجروف الشرقية من حيث تصدر المياه باستمرار. وما يزال توسيع الحفر مستمراً بواسطة التقويض الينبوعى. وكثيراً ما نشاهد أجزاء من تلك الجروف الشرقية وقد تساقطت فى كتل صخرية كبيرة عند حضيضها، وأخرى ما تزال معلقة تنتظر دورها فى السقوط. وتفترش أرض الحفر الجافة تربة حمراء خصيبة تجود فيها زراعة الخضروات وتنمو بها أشجار النخل واللوز (شكل ١٠).

ومن الحفر الكارستية ما يمتلىء بالمياه مكوناً لبحيرات تختلف فى أحجامها ومنها بحيرات صغيرة فى منطقة الكويفية. وأكبرها مساحة بحيرة بوجزيرة على يمين الطريق البرى إلى توكره مباشرة، وعلى بعد نحو ٦ كم من بنغازى. وجانبها الشرقى أيضاً قائم الانحدار وتتفجر أسفله من القاع عيون جارية. ومن البحيرات الساحلية ما تستقى مياهها من العيون الدافقة وأشهرها وأكبرها بحيرة عين زيانة الواقعة على يسار الطريق إلى توكره، وهى ذات اتصال جزئى بالبحر (شكل ١) ومياهها صافية ضاربة إلى الزرقة، ولهذا فهى تدعى أيضاً بالبحيرة الزرقاء. وتتفجر فيها العيون واضحة من قسمها الشرقى، ويشاهد على سطحها تيار ظاهر تجرى مياهه فى اتجاه الغرب نحو البحر.

ومن أشهر الكهوف كهفان: أحدهما معروف مشهور منذ القدم يدعى بكهف الليثى أو الغدير، ونسبة الأملاح بمياهه مرتفعة، وطوله غير معروف، وسطح مائه راكد لم يشاهد فيه تيار متحرك. والكهف الثانى يقع فى منطقة الكويفية على يمين الطريق إلى توكره

بنحو ٣ كم ويسمى بالجبخ (كلمة ليبية تعنى خلية النحل). ويبلغ عمقه من السطح زهاء ٢٤ متراً، ومنسوب مائة على ارتفاع نحو ٤ متر. وماؤه عذب مستساغ إذ تبلغ نسبة ملوحته ٣ جزء فى كل ١٠,٠٠٠ جزء، بينما تبلغ نسبة ملوحة مياه بنينه من حيث تستقى مدينة بنغازى ٨,٥ جزء لكل ١٠,٠٠٠ جزء. ويستغل ماء الكهف بالضخ إلى سطح الأرض حالياً، وتؤخذ المياه بالسيارات للاستفادة منها فى الأراضى المجاورة. وقد ثبت بالدراسة أن مياه الكهف على اتصال ببحيرة زيانة.

هذا ويعتقد أن مشروع خزان القطارة سيعمل على تحسين نوعية وكمية المياه الباطنية خصوصاً فى نطاق بنينه - الليثى، وبدرجة أقل من ذلك فى نطاق سيدى منصور - الكويفية. ومن المرجح أن الرشح من الخزان الرئيسى فى اتجاه الغرب والذى تقدر كميته بحوالى ٤ مليون متر مكعب سنوياً، سيجرى فى نفس اتجاهات المسالك الباطنية الحالية، أى على امتداد النطاقات التكتونية المشار إليها (تقرير مشروع وادى القطارة ١٩٦٧).



شكل (١١) جزء من ساحل سهل بنغازي إلي الشمال من دريانه. تمتد صخور السهل الجيرية فتصل إلى البحر وتطل عليه بجروف قليلة الارتفاع، وفيها ينشط فعل الأمواج مكوناً لفجوات وكهوف.
لاحظ بعضاً من الكتل الصخرية المتساقطة، وطرح البحر من بقايا الأحياء البحرية.

الشريط الساحلي:

يمتد الشريط الساحلى الذى يتميز بظواهر اللاجونات والسبخات والكثبان الرملية قديمها وحديثها فيما بين خط الشاطئ الحالى والطريق الرئيسى بين الزويتينة وتوكره.

ويمتد بحذاء خط الساحل الحالى مباشرة نطاق من الكثبان الرملية الحديثة التى تبدو من بعيد ناصعة البياض. وهى قد تتصل فى هيئة سلسلة مستمرة تتفاوت فى ارتفاعها بين ٥ – ١٠ متر، وقد تتقطع فى شكل كثبان مستطيلة تفصل بينها تجاويف أقل ارتفاعاً.

والكثبان الشاطئية الحديثة ما تزال فى نمو مستمر، يدل على ذلك الغطاء الهش من الرمال المتوسطة والدقيقة الحبيبات التى تتحرك فوقها. ويمكن تتبعها من الزويتينة شمالاً حتى بلدة دريانة، ومن بعدها تضمحل ثم تتلاشى عند «برسيس» جنوب توكره بنحو ٩ كم. ويرتبط نمو الكثبان الحديثة باتساع نطاق البلاج المجاور لها. فحيثما اتسع نطاق الشاطئ وازدادت ضحولته، وكان انحداره هيناً سهلاً صوب البحر استطاعت أمواج العواصف أن تقذف بكميات متجددة من الرواسب منشئة لبلاج فسيح، ما تلبث الرياح أن تدفع بمكوناته صوب الداخل، فتظل سلاسل الكثبان حيّة نامية. وهذا ما تمكن ملاحظته فى كل النطاق الممتد من الزويتينة شمالاً عبر بنغازى حتى قرب برسيس.

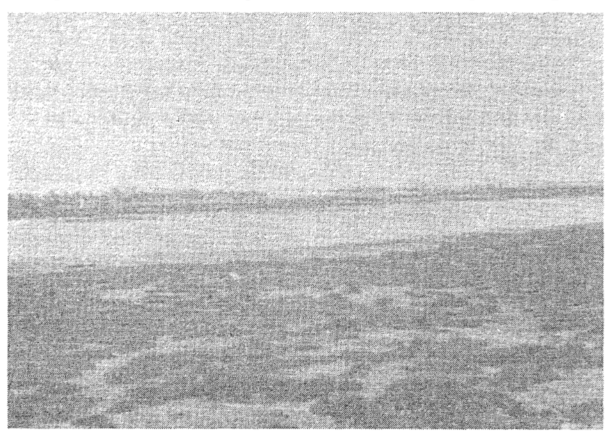
ويختلف الوضع عن ذلك إلى الشمال من البلدة الأخيرة. فهنا نجد البلاج يضمحل، بل نجد الشاطئ صخرياً حيث تمتد الصخور الجيرية التى يتركب منها السهل وتصل إليه عند حوالى منسوبه. أو قد تشرف عليه بجروف قليلة الارتفاع (شكل١١). وقد تتركب الجروف من مكونات كثبان رملية متصلبة قديمة. وتبدو هذه الظواهر واضحة على الخصوص فى النطاق الممتد بين توكرة وسنجة الكوز، ثم فى مواضع كثيرة بين الأخيرة وسيدى خليفة. ويلاحظ أيضاً أن البحر عميق بجوار خط الشاطئ مباشرة. والشاطئ لا شك والحالة هذه ينحدر بشدة صوب البحر مما لايدع فرصة للأمواج العاصفة من دفع كميات مناسبة من الرمال تكفى لبناء كثبان رملية بأحجام ذات بال. يضاف إلى ذلك أن حركة المد والجزر طفيفة. ومن ثم فتأثير المد كعامل مساعد فى حركة الأمواج البنّاءة جدّ محدود، كما وأن مقدار الجزر لايكشف من مواد البلاج شيئاً.

وحينما نترك سلاسل الكثبان الشاطئية الحديثة ونتجه صوب اليابس نجد شريطاً تتناوبه البحيرات الساحلية والسبخات والكثبان الرملية القديمة. وهو يتفاوت فى عرضه من مكان لآخر تفاوتاً كبيراً. ففى أقصى الجنوب تمتد الكثبان الرملية القديمة إلى الطريق البرى الذى يبتعد عن الشاطئ فى بعض المواضع بمقدار ٢٠ كم، بل إن الطريق ذاته يقطع النطاق أحياناً، وعلى جانبيه تتضح ظاهرة الطبقية المتقاطعة التى تميز الكثبان الرملية الهوائية النشأة. وبالاتجاه شمالاً يضيق النطاق وتتحدد سلاسل الكثبان القديمة

بسلسلتين ثم بسلسلة واحدة توازى سلسلة الكثبان الحديثة المتاخمة للساحل الحالى. وفى المنطقة المحصورة بين بلدتى دريانة وبرسيس تتقطع الكثبان القديمة وتفقد امتدادها الطولى المتصل، وتبدو فى هيئة تلال عديدة مستديرة الأعالى هينة انحدار الجوانب.

وتتركب الكثبان القديمة كالكثبان الحديثة من الوجهة البتروجرافية من حطام الأصداف البحرية الدقيق الحبيبات التى اندمجت ببعضها بالكالسيت، فهى فى مادتها لاتختلف عن الرواسب البحرية التى عثر عليها فى مواضع مختلفة من الشريط الساحلى كل من دزيو (١٩٣٩) وهيى (١٩٥٥)، ووجه الاختلاف ينحصر فى طريقة نقلها وإرسابها. فهذه قد نقلت وأرسبت بواسطة الرياح، ولهذا فإن حبيباتها تبدو مستديرة حسنة التصنيف، كما وأن مواد الكثبان تخلو عادة من الرواسب الحصوية والحفريات الكبيرة الحجم. والكثبان القديمة نظراً لقدمها تظهر مغبرة اللون داكنة لطول تأثرها بعمليات التجوية وسفى الرواسب الحمراء.

ولاشك أن هذا النطاق من الكثبان القديمة قد تكون حينما كان منسوب البحر أدنى منه فى وقتنا الحالى بحيث انحسرت المياه عن شاطئ عريض افترش بالرمال التى نقلتها



شكل (١٢): جزء من إحدى سبخات شمالي مدينة بنغازي. وقد بنيت المدينة ذاتها فوق كثبان رملية متصلبة قديمة تكتنفها وتتخللها البحيرات التي جرى ويجري تجفيفها باستمرار لمواجهة التوسع العمراني النشط.

الرياح وأرسبتها مكونة لسلاسل من الكثبان متوازية. ولايشترط بالضرورة افتراض فترات زمنية كبيرة قد فصلت بين تكوين كل سلسلة وأخرى كما أنه ليس من الضرورى افتراض حدوث ذبذبات إيوستاتية متعاقبة لإمكانية تكوينها. ذلك أن هذه الكثبان تتركب كلية من رواسب بحرية جيرية عضوية تسهل إذابتها بمياه المطر الكربونية ثم يسهل تصلبها والتحام حبيباتها بسرعة بإرساب الكالسيت كمادة لاحمة، وفى اعتقادنا أن الانخفاض الإيوستاتى فى منسوب البحر الذى يعاصره تكوين الكثبان القديمة يتفق مع فترة أواخر الجليد ابتداء من مرحلة «بومر Pommer» إلى نهاية مرحلة سالبوسيلكى Salpausselkae. ومن الممكن تأريخ السلاسل الأقدم المجاورة للطريق البرى بانخفاض منسوب البحر فى مرحلة بومر، والسلاسل القديمة المجاورة للسلاسل الحديثة الشاطئية بمرحلة سالبوسيلكى.

ويفصل سلاسل الكثبان الشاطئية عن نطاق الكثبان الداخلية بحيرات ساحلية ضحلة مالحة المياه تعرف محلياً بالسبخ (جمع سبخة). وفى المواضع التى تتحدد فيها سلاسل الكثبان بالشاطئ تظهر اللاجونات بينها وبين الطريق البرى مباشرة (شكل ١). وبعضها ما يزال متصلاً بالبحر عن طريق فتحات متباينة الإتساع تدعى محلياً باسم التوع. وتمتلئ البحيرات بالمياه أثناء الشتاء حين تصلها مياه الأمواج العاصفة، وتقل مياهها أثناء الصيف. وقد ردمت بعض منها بالرواسب القارية وتحولت أرضها للزراعة. كما فى نطاق دريانة، أو قد جففت صناعياً كما فى محيط مدينة بنغازى. وحين الجفاف تزهر أملاح السبخ فى غطاء أبيض، لكنه يبدو مغبراً محمراً فى معظم الأحيان بسبب إختلاط الأملاح بالمواد الصلصالية الحمراء التى تسفيها الرياح أو تجلبها الأودية التى تنصرف إلى السهل.

نشأة السهل:

هناك اتفاق عام على أن حافة بنينة ما هى إلا جرف بحرى (دزيو ١٩٣٩) (وهيى ١٩٥٥). وبالمثل فإن رصيف توكرة هو الآخر رصيف بحرى (جودة ١٩٧٢). ويعزز هذا الرأى الانحدار العام الذى يتخذه السطح الصخرى للسهل صوب البحر ابتداء من حضيضها من جهة، ثم المناسيب المنتظمة التى تقع عندها هوامشهما العليا والسفلى من جهة أخرى.

وقد ناقش هيى (١٩٥٥، ص ٤٥ - ٤٧) الآراء التى قيلت فى نشوء السهل ومنها رأى دزيو الذى يعتقد بنشأته التكتونية، كما عرض مختلف العوامل التى يمكن أن تكون قد شاركت فى تكوينه وخلص إلى القول بأنه قد نشأ كلية عن طريق التعرية البحرية. فهو يعتقد أن السهل رصيف بحرى، وأن حافة الرجمة التى تحده شرقاً جرفه المصاحب،

وأنهما قد نشآ بوضعهما الحالى كلية أثناء فترة منسوب مرتفع لمياه البحر واحدة. ويرى فى استمرار منسوب أسافل الحافة أبلغ دليل يسند نظريته.

وعلى الرغم من أن مشاهداتنا الجيومورفولوجية خلال الدراسة الحقلية تعزز وتتفق مع كل المشاهدات التى سجلها هيى، مما يحملنا إلى الاعتقاد بالدور الهام الذى قامت به التعرية البحرية فى ظهور السهل بشكله الحالى، إلا أننا لانستبعد بل لايمكن أن نهمل الدور الذى لعبته العمليات التكتونية فى النشأة الأولى للسهل. فبجانب الأدلة الجيولوجية الطيبة التى ساقها دزيو (١٩٣٩ وانظر هيى ص ٤٥ – ٤٧)، قد تبين من الدراسات الجيولوجية الكثيفة التى قامت بها هيئة مشروع القطارة سطحياً وعن طريق المجسات العميقة، وجود عيب واضح يمتد موازياً لحافة هضبة الرجمة، وعلى امتداده ينبغى أن يكون الجناح الغربى قد هبط هبوطاً كبيراً. ففى كل المجسات التى أجريت فى حوض القطارة قد عثر على التكوينات الإيوسينية عند منسوب يزيد على ١١٠ متر. بينما لم يعثر عليها فى كل المجسات التى أجريت فى نطاق بنينه – بنغازى على أعلى من منسوب ٣٠ متراً.

من هذا نخلص إلى القول بأن النشأة الأولى للسهل قد شاركت فيها العمليات التكتونية سواء برفع الجبل الأخضر على امتداد صدع الرجمة، وبقاء السهل مستقراً، أو بالرفع للجبل الأخضر والهبوط للسهل فى آن واحد، ويعزز الشق الأخير كثرة وجود الكسور المحلية فى نطاق بنينه – بنغازى. وقد أعقب النشأة الأولى للسهل طغيان مياه البحر وممارستها لفعل تحاتى دام فترة طويلة أثناءها تشكلت حافة الرجمة وسطح السهل بمظهرهما الحالى. أما حافتا بنينه وتوكره فهما بطبيعة الحال يمثلان منسوبين بحريين أحدث عهداً، عندهما توقف منسوب البحر مستقراً أثناء فترتين متتاليتين طويلتين نسبياً.

المراجـــع

- جودة حسنين جودة: (١٩٦٦)، العصر الجليدى، منشورات جامعة بيروت العربية.
- عبد العزيز طريح شرف: (١٩٧١)، جغرافية ليبيا، طبعة ثانية، الإسكندرية.
- لوحات ليبيا مقياس ١ : ٥٠,٠٠٠
- لوحة بنغازى مقياس ١ : ١٠٠,٠٠٠
- لوحة بنغازى مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠
- لوحة سلوق مقياس ١ : ٢٥٠,٠٠٠
- Desio, A. (1939): Studi morphologici sulla Libia orientali. Miss. Sci. della R. Acc. d'Italia a Cufra, Vol. II, Rome.
- Gregory, J.W. (1911): The Geology of Cyrenaica. Q. Z.G.S. Vol. LXVII, pp. 572 - 615. London.
- McBurney, C.B. M. & Hey, R.W. (1955): Perhistory and Pleistocene geology in Cyrenaican Libya. London.

الفصل الخامس

طرق بحث بتروجرافية للدراسة الجيومورفولوجية

تتخذ الأبحاث الجيومورفولوجية لإقليم ما ثلاثة اتجاهات متميزة:

الإتجاه الأول: نحو دراسة طبوغرافية للإقليم .. نحو دراسة للأشكال الأرضية ذاتها، ومن ثم تستخدم طرق بحث مورفولوجية بحته.

الإتجاه الثاني: يهتم بالدراسة الجيولوجية الاستراتيجرافية والباليونتولوجية، ودراسة الحفريات الحيوانية والنباتية (حبوب اللقاح).

الإتجاه الثالث: يختص بفحص المواد (غير العضوية) المكونة أو البانية للأشكال الأرضية، ومن ثم تستخدم طرق بحث بتروجرافية.

ونحن لانعطى واحداً من اتجاهات البحث هذه ميزة معينة، بل لاينبغى تغليب أهمية أحدها على الآخر، إذ أن ما تهدف إليه الدراسة هو الوصول إلى نتائج مفيدة عن طريق اتجاه أو آخر من تلك الاتجاهات الثلاثة.

وسنعرض فى هذا المقال أهم طرق البحث المستخدمة فى الإتجاه الثالث. وطرق البحث البتروجرافية كثيرة متنوعة، ويمكن تقسيم ما نختص منها بدراسة الرواسب إلى أربع مجموعات رئيسية هى:

١- طرق بحث جرانيولوميترية، وتختص بتحليل وتوزيع أحجام الحبيبات (تحليل ميكانيكى).

٢- طرق بحث صخرية نوعية، ومعدنية، وكيميائية.

٣- طرق بحث مورفوميترية، وتختص بدراسة شكل الحبيبات، ودرجة تجويتها.

٤- طرق بحث لتعيين موضع وتوجيه مكونات الراسب فى بيئة التراكم.

ولقد أخترنا من بين هذه الطرق أفضلها وأنسبها، مراعين فى الاختيار أن تتوفر فيها سهولة الاستعمال، وأن تتميز باقتصاد قدر طيب من الجهد والوقت، فضلاً عن إمكانية تطبيقها فى محيطنا المحلى.

١- طرق بحث جرانيولوميترية:

الهدف هنا من تحليل الراسب هو توزيع أحجام حبيباته وتصنيفها إلى مجموعات حجم. ويتوقف اختيار الطريقة التى تستخدم لهذا الغرض على طبيعته. فالراسب ذو المكونات الخشنة الكبيرة الحبيبات كالحصى والرمل يمكن تحليل عيناته ميكانيكياً بطريقتى النخل الجاف والنخل باستخدام الماء. أما الرواسب الدقيقة الحبيبات كالرمال

الناعمة، والطفال، واللوس، والسيلت (الغرينك)، والصلصال ... فيجب فحصها وتحليلها بطرق أخرى – منها النخل بالماء – سيرد ذكرها فيما بعد.

النخل الجاف:

يستخدم لذلك مجموعة من مناخل معدنية ذات فتحات متباينة الأقطار، وفرن كهربائى لتجفيف عينة الراسب، وجهاز كهربائى هزاز (يستعاض عنه بالهز اليدوى إذا لم يتيسر وجوده).

والطريقة الشائعة الإستعمال لتحليل الراسب الخشن المكونات أن نضع عينة منه فى فرن التجفيف، ونتركها فيه فترة كافية حتى تجف تماماً. ونزن من العينة الجافة مقداراً يبلغ ١٠٠ جرام، نضعه فوق مجموعة مناخل ذات فتحات متباينة الأحجام، يتم تركيبها فوق بعضها، بحيث يكون المنخل الأوسع فتحات إلى أعلى، والأدق فتحات إلى أسفل، ويتم تركيب مجموعة المناخل فى إناء يتلقى فضلات النخل، ثم نضع المجموعة كلها فى الجهاز الهزاز لمدة ساعة كاملة عند تحليل كل عينة، ليتسنى للحبيبات أن تنفذ فى كل منخل من خلال الفتحات المناسبة، ولكى تتماثل المعاملة مع كل عينة. وفى النهاية نزن القدر المتبقى فى كل منخل، ونستخرج النسبة المئوية لك؛ل قدر بالنسبة لجملة وزن العينة. ويمكن التأكد من صحة النتائج بمقارنة مجموع المتبقى فى كل المناخل بالإضافة إلى فضلات النخل بمجموع وزن العينة التى استخدمت أصلاً للتحليل. وينبغى منذ البداية مراعاة استخدام مناخل ذات فتحات معينة يتم اختيارها بحيث تتلاءم مع طبيعة الراسب، إذ يجب – ما أمكن – أن لاتزيد النسب المئوية لأكبر الحبيبات وأدقها على ٢ ٪ بالنسبة لجملة وزن العينة، وذلك لأن طرفى العينة (من حيث توزيع حجم الحبيبات) لهما أهميتهما الخاصة فى الإهتداء إلى العامل الذى بواسطته تم تراكم الراسب.

النخل بالماء:

وتستخدم طريقة النخل بالماء للحصول على نتائج أكثر دقة. ولو أنها تستغرق من الوقت فترات أطول – وهى لا تختلف عن الطريقة السابقة سوى استخدام الماء العذب لفصل الحبيبات عن بعضها، وغسلها غسلاً جيداً، وذلك بتسليط «دوش» من ماء الصنبور على مكونات العينة الموضوعة فى المنخل العلوى، ويمكن استخدام الجهاز الهزاز – إن وجد – أثناء إجراء التحليل. وتجفف بقايا العينة فى كل منخل، وتوزن، وتستخرج النسب المئوية على نحو ما سبق شرحه.

ولطريقة النخل بالماء مزاياها التى تتلخص فى سهولة الإستعمال، وأنها أكثر صلاحية من غيرها للمقارنة نظراً لأن معظم التحليلات الخاصة بتوزيع أحجام مكونات الرواسب الرملية كانت تجرى وما تزال بهذه الطريقة. ولها أيضاً مثالبها: إذ أن فتحات

المناخل معرضة للتغير بكثرة الإستعمال فضلاً عن أن أشكال حبيبات الراسب لها تأثير ضار بالنتائج كما وأن كثافة المكونات لاتؤخذ فى الاعتبار.

ويمكن تحليل المكونات الأدق من الرواسب (رمل ناعم، طفل، لوس، سيات، صلصال) بواسطة طرق أخرى، بعضها أسرع بكثير حتى من طريقة النخل الجاف، كما أنها توازيها فى الدقة.

طريقة ايمري (Emri 1938):

ومن بين تلك الطرق الطريقة التى تستخدم إناء الترسيب المشهور باسم إناء إميرى، وأساسها السرعة النهائية لتساقط حبيبات الرواسب فى الماء. ولهذه الطريقة مزاياها: فهى سهلة الإستعمال، وتوفر قدراً طيباً من زمن التحليل، وهى أكثر من غيرها شبهاً بما يحدث فى عمليات الإرساب الطبيعى، كما أنها تتميز بتوالى الإرساب، إذ ينعدم وجود حدود فاصلة حادة بين مجموعات الحجم كالتى تعينها وتحددها أحجام فتحات المناخل، وفضلاً عن ذلك فهى تعطى معلومات عن الشكل والحجم والكثافة، وعيبها أن مكونات العينة تميل إلى التساقط فى مجموعات أو وحدات، مما قد يسمح بتسجيل سرعات ترسيب خاطئة.

طريقة الهيدروميتر (Astm 1954):

وهى طريقة معروفة، سبق لنا استخدامها فى الدراسة بسويسرا، وسنعرض خطوات التحليل التى قد تيسر لنا تبسيطها عما يراه بعض الباحثين، وإن كانت تحمل بعض الأخطاء الضئيلة التى يمكن التغاضى عنها، نظراً لأنها لا تؤثر تأثيراً يذكر فى قيم النتائج. وقد تبين من إجراء العديد من التحليلات باتباع تلك الخطوات المبسطة أن نتائجها صالحة للمقارنة، وأنها توفر الوقت فى حدود معقولة.

خطوات التحليل:

تستخدم للتحليل عينة جافة وزنها ٧٠ جراماً. تستبعد المكونات الخشنة عن طريق النخل الجاف بواسطة منخل قطر فتحاته ٢ ملم. يتم تعيين مكونات الراسب ٢ – ١ ملم، ١ – ٠,٥ ملم، ٠٠,٥ – ٢, ملم، ٠٠,٢ – ٠,١ ملم بواسطة النخل بالماء. تجفف بقايا المكونات فى كل منخل وتوزن، وتحسب نسبها المئوية بالنسبة لجملة العينة. تترك بقايا العينة ذات الحبيبات أقل من ٠,١ ملم مدة يوم أو بعض يوم ليتم إرسابها. يستبعد الماء الصافى، وتجفف بقايا العينة فى فرن التجفيف بتأثير درجة حرارة ١١٠ درجة مئوية.

إذا كان الراسب يحتوى على قدر كبير من المواد العضوية فيسمى استبعاده (من بقايا

الراسب أقل من ٠,١ ملم) عن طريق معاملة الراسب ببعض المحلولات كمحلول كلوريد الكالسيوم. أما إذا كانت كمية المواد العضوية ضئيلة، فيمكن إهمالها، نظراً لأن المعاملة بالمحلولات مملة، ويضيع معها وقت طويل، وهى لاتؤدى حينئذ إلى نتائج أفضل.

وللتحليل الهيدروميترى يوزن مقدار ٥٠ جرام (حبيبات أقل من ٠,١ ملم) سبق تجفيفه ومعاملته بمحلول كلوريد الكالسيوم، ويوضع فى زجاجة خاصة (تسمى زجاجة إرلينميير Erlenmeyer سعتها ٧٥٠ مليلتر. ويضاف إليه ٥٠٠ مليلتر ماء مقطر و ٢ جرام من مادة الكالجون Calgon التى تساعد على فصل وتشتيت الحبيبات عن بعضها، ثم توضع الزجاجة فى الجهاز الهزاز لمدة عشر ساعات تقريباً. ويمكن إنقاص فترة الهز إلى النصف أو أقل إذا كانت العينة لا تحتوى إلا على قدر صغير من ذرات الصلصال.

وللتحليل تستخدم مخابير مدرجة سعة كل منها ١٠٠٠ مليلتر. تفرغ العينات بحرص وعناية فى المخابير التى تملأ بماء مقطر إلى ارتفاع ١٠٠٠ مليلتر، وتوضع المخابير بجوار بعضها فى حوض مائى زجاجى، فيه تبقى حرارة الماء عند درجة ٢٠ مئوية، وذلك بواسطة جهاز منظم للحرارة، وتجهز قائمة يوضح فيها زمن بداية الترسيب، وأوقات القراءات، وقيمها، وقيم تصحيحها.

وينبغى تقليب العينة فى كل مخبار تقليباً جيداً بواسطة عصا زجاجية حتى تظل الحبيبات عالقة فى الماء بصورة متناسقة، ثم يوضع هيدروميتر بيوكوس Bouyoucos Hydrometer، وتجرى القراءات بعد دقيقة من وضعه، ثم بعد دقيقتين، وبعد خمس دقائق ... ويجب التأكد دائماً من وجود الهيدروميتر بعيداً عن جدران المخبار، حتى لايعرقل الإحتكاك بالجدران حرية حركة الهيدروميتر.

وتبقى الهيدروميترات فى المخابير أثناء الساعة الأولى، ثم تلتقط وتستبعد منها بعناية وحرص دون إحداث أى إضطراب فى الماء المحتوى على العينة، وتوضع مرة ثانية قبل القراءة التالية بفترة وجيزة، وذلك لتفادى ترسيب المواد الدقيقة على أجسام الهيدروميترات، الذى لو حدث فإنه يضغط عليها فتغوص أكثر من اللازم، ويؤدى ذلك إلى نتائج غير دقيقة.

ويمكن إجراء تحليلات لست عينات باستخدام ستة هيدروميترات فى نفس الوقت تقريباً. مع ملاحظة وجود فرق زمنى فى القراءة بين كل هيدروميتر وآخر مقداره ثلاث أو ست دقائق. وتسجل القراءات فى قائمة يتم إعدادها قبل إجراء التحليل الهيدروميترى. ويستغرق اللتحليل الهيدروميترى كله مدة يومين أو ثلاثة (فى حالة وجود الذرات الصلصالية بكثرة).

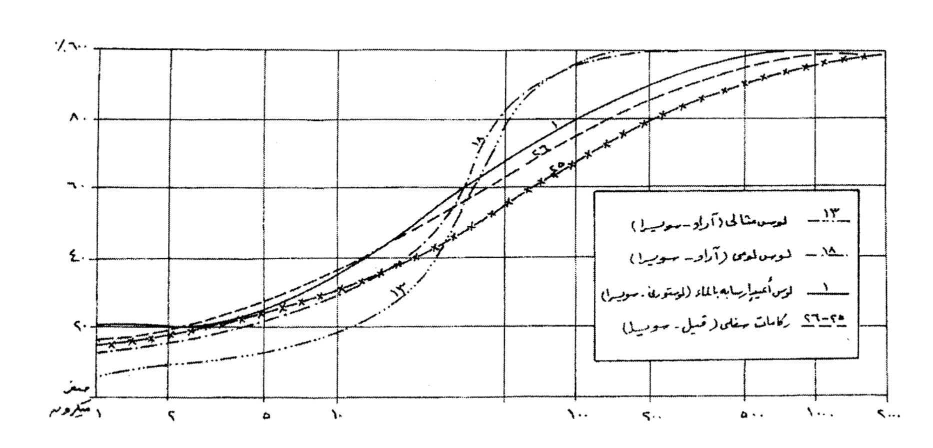
نتائج التحليلات الجرانيولوميترية وطرق عرضها:

تحوى المراجع عديداً من القوائم التى يستخدمها الباحثون لعرض نتائج التحليلات الميكانيكية، ومعظمها معقد. ونقترح قائمة مبسطة لتوزيع أحجام الحبيبات نوردها فى الآتى:

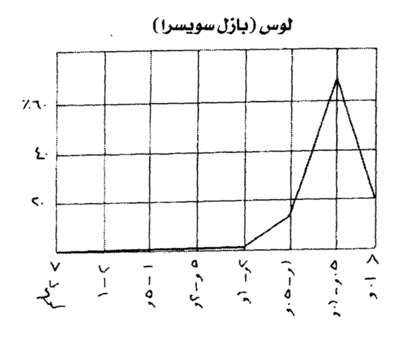
نوع الراسب		الحجم السائد للحبيبات بالميلمتر		طريقة التحليل
كتل صخرية			أكثر من ٥٠	القياس بالقدمة
حصى			٥٠ – ٢	
رمل خشن	أ		٢ – ١	النخل الجاف
	ب		١ – ٠,٥	أو
(ثلاث درجات)	جـ	(رمل هوائى)	٠,٥ – ٠,٢	النخل بالماء
رمل ناعم	أ		٠,٢ – ٠,١	
	ب		٠,١ – ٠,٥	
(ثلاث درجات)	جـ	(حبيبات القفز بفعل الصقيع) لـــوس	٠,٠٥ – ٠,٠٢	التحليل
سيلت	أ		,٠٢ – ,٠١	
	ب		,٠١ – ,٠٠٥	الهيدرومترى
(ثلاث درجات)	جـ		,٠٠٥ – ,٠٠٢	
صلصال			أقل من ,٠٠٢	

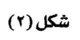
ويعبر عن نتائج التحليلات الميكانية نسب مئوية بالوزن، وكى يمكن الإلمام بتوزيع أحجام الحبيبات ورؤيتها بسهولة ويسر، تعرض فى منحنيات بيانية.

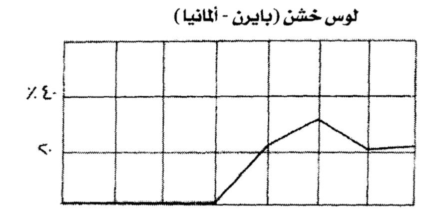
وقد عرضنا نتائج التحليلات الميكانيكية لرواسب الزمن الرابع فى القسم الشمالى من سويسرا فى منحنيات إجمالى على ورق تقسيم لوغرتمى. ووضحنا على الخط الرأسى النسب المئوية بالوزن، على الخط الأفقى اللوغرتمى أحجام الحبيبات. ومن ثم أمكننا استقراء قيم أى حبيبات مطلوبة من المنحنيات الإجمالية فى محاولات لتشخيص طبيعة الراسب، وإمكان تصنيفه ووضعه فى أى من درجات أنواع الرواسب الموضحة بالجدول السابق. ومن كل منحنى إجمالى استخرجنا ثمانى قراءات رئيسية (من الممكن زيادتها



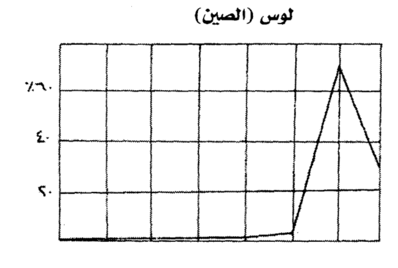
شكل (١) منحنيات بيانية مثالية لتكوينات لوس وركامات سفلى


لوس (بازل سويسرا)
٪٦٠
٤٠
٢٠


شكل (٢)

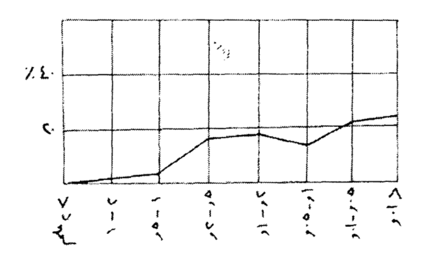

لوس خشن (بايرن - ألمانيا)
٪٤٠
٢٠

شكل (٣)


لوس (الصين)
٪٦٠
٤٠
٢٠

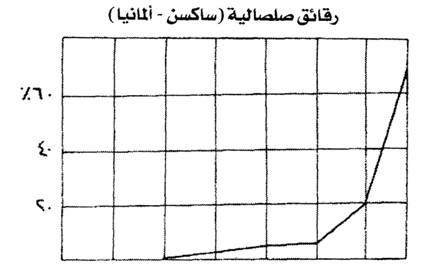
شكل (٤)

صلصال جلاميدي (ركام سفلي - سويسرا)



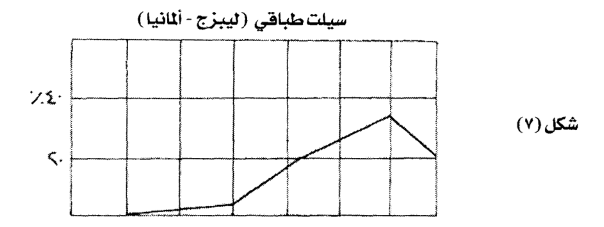
شكل (٥)

رقائق صلصالية (ساكسن - ألمانيا)

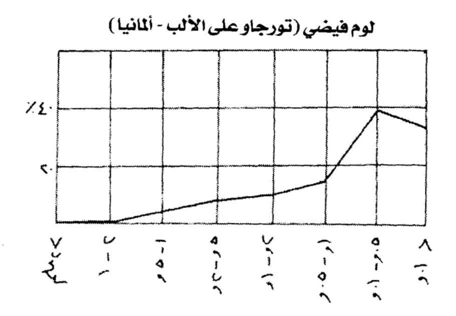


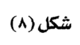
شكل (٦)

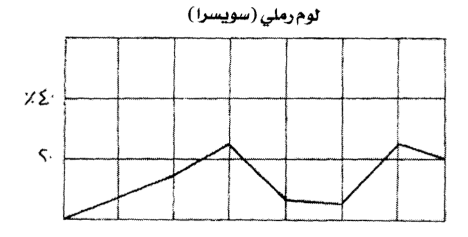
سيلت طباقي (ليبزج - ألمانيا)



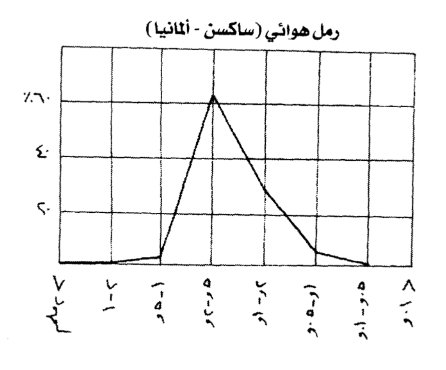
شكل (٧)


لوم فيضي (تورجاو على الألب - ألمانيا)
٪٤٠
٢٠


شكل (٨)


لوم رملي (سويسرا)
٪٤٠
٢٠

شكل (٩)


رمل هوائي (ساكسن - ألمانيا)
٪٦٠
٤٠
٢٠

شكل (١٠)

حسب الحاجة) للأحجام الآتية: ٠٠٢, ملم، ٠١, ملم، ٠٥, ملم، ١, ملم، ٢, ملم، ٥, ملم، ١,٠ ملم، ٢,٠ ملم وعرضناها فى منحنيات بيانية (انظر الأشكال من ١ إلى ١٠، وانظر أيضاً جودة ١٩٦٢ ص ١٧٦، ١٨٢) . وقد اقتصر استخدامنا للمنحنيات البيانية على العينات السطحية التى جمعناها من مساحات واسعة لتحديد مجال توزيع الراسب. وعلى العينات الذى أخذناها ن قطاعات ضحلة قليلة السمك. أما بالنسبة للعينات العديدة التى تؤخذ من قطاعات عميقة سميكة غنية بتنوع تكويناتها، فيمكن تجميع وعرض كل النتائج الخاصة بتحليل مختلف العينات على ورق بيانى مليمترى. ويحوى الشكل البيانى حينئذ أرقام العينات على حافته اليسرى، ويرسم إلى يمينها القطاع نفسه، يليه توضيح العمق والسمك باالسنتيمتر، ووصف لطبيعة التكوينات الخاصة بكل طبقة فى القطاع، ويعقب ذلك – تجاه اليمين – رسم منحنيات التجميع لتوزيع أحجام الحبيبات، ثم النسب المئوية للمحتوى الجيرى والدولوميت، ولما تحويه العينات من المواد العضوية. وتوضح الحفريات – أنواعها وأعدادها – على الحافة اليمنى للشكل البيانى. (انظر جودة، ١٩٦٢، أشكال ٩، ١٢، ١٦، ٢٣).

ومثل هذا العرض لنتائج التحليلات له ميزته التى تتمثل فى إمكانية استقراء كل نتائج الدراسة لقطاع عميق يبلغ سمكه عشرات من الأمتار فى يسر ووضوح، وفى سهولة إجراء المقارنة بين مختلف صفات القطاع، وفى توضيح التغير الذى طرأ على التراكم تبعاً لطبيعة العامل المرسب أو بسبب تغير حدث للبيئة الطبيعية فى منطقة القطاع.

وتلعب التحليلات الميكانيكية وتوزيع الحبيبات دوراً هاماً فى تقييم نوع الراسب وطبيعته، وفى التعرف على العامل المرسب وعلى الظروف الجغرافية التى كانت سائدة أثناء الإرساب. وعن طريق توزيع الحبيبات يمكن التفريق بسهولة – على سبيل المثال – بين الراسب الهوائى والراسب المائى، فلكل منهما نمطه الخاص من الحبيبات: فالرمل الهوائى تشخصه قمة تمثل نسبة كبيرة من الحبيبات بين ٥, – ٠,٢ ملم، وتبرز طبيعة اللوس الهوائى نسبة عالية من الحبيبات بين ٠,٠٥ – ٠١, ملم. وفضلاً عن عن ذلك يمكن إبراز ما طرأ على الراسب الأصلى من تغير وتحول بسبب اختلاف وتغير الظروف المناخية، فالراسب الهوائى قد ينقل ويعاد إرسابه بواسطة الماء، أو قد تختلط بالراسب الأصلى مواد غريبة جلبت إليه عن طريق عمليات تحرك المواد كعمليات الإنسياب الأرضى، وهذه لها دلالاتها المناخية، أو قد تتغير طبيعة الراسب محلياً عن طريق التجوية التى يتغير نمطها وتأثيرها بتغير الظروف المناخية. وقد يرجع التغير فى طبيعة الإرساب إلى العامل المرسب نفسه: فسرعة المياه الجارية تختلف من فصل إلى آخر، وتتباين بالذبذبات فى مستوى القاعدة، وسرعة الرياح وقدرتها على الحمل تتباين تبايناً

كبيراً، ورواسب الجليد المتقدم تختلف عن رواسب الجليد المتراجع، ورواسب الذوبان الشتوى للجليد غير رواسب الذوبان الصيفى. وتتغير طبيعة الراسب أيضاً بحسب موقعه قريباً من نهر أو بعيداً فى بيئة طبيعية مفتوحة. فالراسب الهوائى يختلط بمكونات الراسب المائى قريباً من الأودية النهرية، ويمتزج بالراسب البحرى قريباً من شواطئ البحار، ويصبح أصيلاً مثالياً بعيداً عن هذه وتلك فى بيئة مكشوفة.

وقد استخدم توزيع الحبيبات وما يزال يستخدم للتفريق بين التكوينات الهوائية والرواسب المائية. مثال ذلك تلك الدراسة المستفيضة التى قام بها L. Koelble (١٩٣٠، ١٩٣١) فى حوض ڤينا بالنمسا. فقد عين توزيع أحجام الحبيبات للرواسب الرملية الدقيقة حسب طريقة الترسيب لأتربيرج Atterberg، وتوصل إلى التقسيمات الآتية:

(أ) حبيبات أصغر من ٠٢, ملم	(صلصال + طفال)
(ب) حبيبات بين ٠٢, - ٠٥, ملم	(رمل ناعم)
(جـ) حبيبات بين ٠٥, - ٢, ملم	(رمل متوسط)
(د) حبيبات أكبر من ٢, ملم	(رمل خشن)

وحسب ما يرى Koelble يكون الراسب هوائياً إذا كانت مكوناته أ + ب أكثر من ٥٠٪. ويكون الراسب مائياً إذا كانت رتب مكوناته ب + جـ + د أكثر من ٥٠٪.

وبهذه الطريقة استطاع ذلك الباحث حصر وتصنيف الأراضى فى منطقة بحثه على أساس أصل النشأة والعامل المرسب وطبيعته واتجاهه.

وقد استخدم W. Fauler (١٩٣٦) طريقة أسهل وأبسط تعتمد على توزيع أحجام الحبيبات أيضاً، وأمكنه بواسطتها التفريق بين الرواسب الهوائية والرواسب المائية النهرية فى منطقة بحثه على هوامش الغابة السوداء بين بلدتى آخرن Achern وأوفينبورج، Offenburg. وقد وجد أن الرواسب التى تتركب من مكونات تسودها حبيبات أكبر من ٠٣, ملم قد عانت عملية نقل مائى لمسافة طويلة. أما الرواسب التى تتكون من نسبة كبيرة من حبيبات تقل أحجامها عن ٠٦٧, ملم فقد نقلت وأرسبت بواسطة الرياح. واستطاع بهذه الوسيلة أن يتتبع مصدر الرواسب الهوائية من منطقة السهل الفيضى لنهر الراين.

وقد وجدنا فى هذه الطريقة سبيلاً معقولاً للتمييز بين الرواسب الهوائية فى مناطق هوامش الجليد البلايوستوسينى، وبين رواسب الركامات السفى، والرواسب النهرية، وتكوينات اللوم (الطفال) فى أصقاع فسيحة من شمالى سويسرا، وأفادت - مع غيرها من الشواهد - فى الوصول إلى رسم حدود مناسبة لمجالات انتشار تكوينات اللوس، واللوس

اللومى، واللوم اللوسى، واللوم، والتعرف على مصادرها الأصلية فى مناطق توزيع الركامات السفلى، وحصى ورمال المدرجات النهرية، ومن ثم الاستدلال على اتجاه الرياح التى قامت بنقل الحبيبات الدقيقة وأعادت ارسابها. وقد استخدم Fauler طريقة الترسيب لأتربيرج Atterberg، واستخدمنا كما سبقت الإشارة طريقة الهيدروميتر لتحليل الرواسب.

وكمثال لطبيعة النتائج نورد فيما يأتى قيم التحليلات لبعض قطاعات اللوس فى شمال سويسرا (جودة ١٩٦٢، ص ١٩٩).

المكـــــان	عدد العينات	الحبيبات أقل من ٠٫٠٦٧ ملم	الحبيبات أكبر من ٠٫٠٣ ملم
Faesenacher	١٣	٧٨٪	٥٠٪
Geissenloo	٢٢	٨٥٪	٤٨٪
Heuseil	١٦	٨٩٪	٤٦٪
Oberholz	٢٠	٨٧٪	٥٠٪
Bonningen	٦	٨٠٪	٤٧٪
Klingnau	٣	٧٥٪	٥٨٪
Allschwil	٤٣	٩٦٪	٢٢٪

٢- طرق بحث صخرية نوعية، ومعدنية، وكيميائية:

(أ) البتروجرافيا النوعية للحطام الصخري:

وهذه تتقدم كل الأبحاث البتروجرافية للرواسب، وهى تتناول دراسة الصخور المميزة، والصخور المرشدة (الضالة). فبواسطة تمييز الصخور الغريبة فى مكانها، يمكن التعرف على مواطنها الأصلية، واستنتاج العامل الذى نقلها وأرسبها، واتجاه وخط سير عمليات النقل. فالحطام الصخرى الذى خلفته الغطاءات الجليدية والثلاجات، سواء كان مشتقاً من ركام سفلى أو علوى، أو كان مجرد صخور ضالة منفردة، يعطى دلائل لاستكشاف الطريق الذى سلكه الجليد. وحين يحوى الحطام صخوراً من نوع غريب على المنطقة يبرز السؤال: من أين أتت تلك الصخور إلى حيث سكنت فى موضعها الحالى؟ – سؤال سبقت إثارته قبل أن يعرف شيء عن الجليد البلايوستوسينى. وقد أمكن التعرف منذ زمن غير قصير على صخور مميزة للحطام الصخرى (الحطام الصخرى المميز) وربطها

بالصخور الأصلية عند منبع الثلاجة. ومن ثم اتضحت معالم الطريق الذى سلكته الثلاجة التى دفعت بالحطام الصخرى إلى مكانه الحالى.

وبتقدم أبحاث الحطام الصخرى الجليدى، إتضح أن التعرف على موطن نوع معين منفرد من الصخر لا يميز سبيل الجليد إلا فى حالات قليلة مناسبة. ومن ثم اتجهت الأبحاث إلى أهمية الكم والتجميع، أى إلى الأعداد النسبية لمختلف أنواع الصخور المميزة التى تظهر فى مجال راسب ركامى متجانس متحد. فمن الممكن أن تظهر، بالنسبة للرواسب الجليدية الأصلية، نفس الصخور فى مسالك جزئية طرقها الجليد فى سبيله العام من جهة، كما يحدث أن تلتقط ثلاجات جليد لاحق حطاماً صخرياً من راسب ركامى لجليد سابق وتنقلها معها، من جهة أخرى. ومن ثم فإن مجرد ظهور نوع أو آخر من الحطام المرشد لايحكى سوى القليل، وإنما هى النسبة الكمية التى تقيم أدلة معينة لتمييز مختلف المسالك الجزئية، وتحديد مدى اتساع حركة الجليد وانتشاره، ومصدره الأصلى.

وقد تابع دراسة «تحليل الحطام الصخرى الجليدى» وتطويرها عدد غير قليل من الباحثين فى الدنمرك (منهم Milthers, Madsen, Ussing) وفى السويد (منهم Lundquist)، وفى ألمانيا (منهم Richter, Muennich, Hesemann, Kummerow) وفى سويسرا (منهم Andresen, Gouda, Zimmermann). حتى ليبدو اليوم ممكناً تمييز المنابع والسبل التى سلكها جليد الفترات الجليدية فى شمال ووسط أوربا.

وعلى سبيل المثال يمكن أن نميز فى إقليم غرب الهضبة السويسرية بين العديد من المجموعات الصخرية: كالصخور الجيرية الجوراسية وصخور رمل المولاسى Molasse، والصخور الجيرية الألبية الزرقاء، وصخور بلورية حمراء مشتقة من منطقة الناجل فلوه Nagelfluh، وصخور بلورية خضراء من منطقة منبع ثلاجة الرون ... وكلها ترشد إلى مدى اتساع نطاق الجليد واتجاهه إلى ذلك الجزء من سويسرا.

(ب) الصفات النوعية لمعادن حبيبات الراسب:

وتهدف هذه الدراسة إلى التمييز بين الحبيبات المعدنية، خصوصاً ما كان منها غريباً على المنطقة، حتى يمكن إستنتاج ما إذا كان الراسب أصيلاً فى المنطقة أم غريباً آتياً من جهة قصية، كما تهدف أيضاً إلى تمييز التكوينات الثانوية النشأة، ومثلها عقد الجير، والليمونيت، والحفريات النباتية التى تبدو فى هيئة أنابيب جيرية تمثل جذور وسيقان النبات القديم ... ولكل راسب معروف مكوناته المعدنية الخاصة، فإذا أمكن التعرف على معادن غريبة عليه، يمكن استنتاج ما طرأ عليه من تغير نتيجة لتغير عامل الإرساب أو الظروف المناخية ... ونستطيع من خلال دراسة العقد الجيرية والمنجنيزية والأكاسيد الحديدية استنباط مدى تأثر الراسب بنوع معين من التجوية .. وعن طريق

دراسة الأنابيب الجيرية يمكن التعرف على نسيج الراسب من جهة، وعلى الخصائص النباتية، ومن ثم المناخية التى كانت سائدة وقت إرسابه من جهة أخرى.

وما دمنا بصدد دراسة المكونات المعدنية للرواسب، فينبغى أن نشير إلى جانب هام منها يختص بتحليل المعادن الثقيلة (الثقل النوعى إبتداء من ٢,٩). فقد أثبتت دراسة هذه المعادن أهميتها وجدواها فى حالات عديدة لتشخيص وتمييز مختلف أنواع رواسب الزمن الرابع عامة. وتستخدم بكثرة على الخصوص للتمييز بين رواسب الركامات السفلى (الصلصال الجلاميدى) للتعرف على نظامها الاستراتيجرافى، وخاصة حيث يتعذر إجراء تحليل للحطام الصخرى فى الرواسب التى تفتقر إليه، ولدراسة المواد التى تستخرج عن طريق مجسات عميقة.

وكان أول من استخدم «تحليل المعادن الثقيلة»، ووطبقة على دراسة الصلصال الجلاميدى واللوم الكتلى لرواسب الجليد الأوروبى الشمالى A. Raistriok (١٩٢٩)، ومن بعده E. Schmidt (١٩٣٠) و V. Leinz (١٩٣٣)، وتابع الدراسة وطورها A. Fiedler (١٩٣٩، ١٩٤٠)، وهى ما تزال تستخدم بكثرة فى الأبحاث الحديثة. ويجرى الإعداد لهذه الدراسة بأن تؤخذ عينة جافة من المادة مقدارها يتراوح بين ٢٠ – ٣٠ جرام، ويتم فصل حبيباتها التى تتراوح بين ٠,٠٦ – ٠,٠٩ ملم بواسطة النخل بالماء ثم تستبعد منها المعادن الخفيفة، ويجرى تعيين المعادن الثقيلة بالإستعانة بالمجهر. وتحسب النسبة المئوية لكل معدن منها على حدة على أساس مجموع كلى لحبات المعادن الثقيلة ينبغى أن لايقل – ما أمكن – عن ٣٠٠ حبة. ولقد توصل Fiedler عن طريق هذه الدراسة إلى أن نسب المعادن الثقيلة الهامة فى مختلف رواسب الصلصال الجلاميدى فى مناطق توزيعه فى شمال أوربا تتباين كالآتى:

المعــــدن		الثقل النوعي		النسبة المئوية
هورنبلند	Hormblende	٣,٠	– ٣,٤	١١,٣ – ٥٣,٣
إبيدوت	Epidote	٣,٣		
أوليفين	Olivine	٣,٥		١٢,٦ – ٤٥,٦
ستارولويت	Staurolith	٣,٦		
جرانات	Granat	٣,٥	– ٤,٣	١٠,٢ – ٤٧,٢
زيركون	Zirkon	٤,٧		١,٢ – ٢١,٣

وعلى أساس هذه الاختلافات البينة أمكنه تمييز أنماط من الصلصال الجلاميدى المختلف الأعمار فوق مساحات عظيمة من أراضى الغطاء الجليدى «الأوروبى الشمالى»

خاصة فى الدانمرك وشمال ألمانيا. فالصلصال الجلاميدى الذى ينتمى لجليد فايكسل Weichsel يحتوى نسبياً على كثير من الجرانات والزركون، والذى ينتمى لجليد الستر Elster على كثير من الأبيدوت، بينما تتخذ الركامات السفلى لجليد البلايوستوسين الأوسط (سالى Saale، فارتى Warthe) مركزاً وسطاً .. ويعتقد Fiedler أن السبب فى تباين المحتوى المعدنى يرجع إلى الإكتساح التدريجى لمكونات شبه جزيرة اسكنديناوه الذى كان تأثيره فى الغطاء المتحول أكثر من غيره فى البداية، ثم فى النواة البلورية بعد ذلك.

وبحسب أبحاث أحدث للصلصال الجلاميدى فى شمالى ألمانيا (منها أبحاث H.Steinert ١٩٥٨) يمكن القول بأن تلك الرواسب تتميز بسلسلة من التغيرات فى المحتوى المعدنى ابتداء من أقدمها إلى أوسطها إلى أحدثها. فالرواسب الأقدم تتميز بوفرة فى معدن الأبيدوت والمعادن المتحولة الأخرى، ويتناقص هذا المحتوى المعدنى تدريجياً كلما زادت حداثة الرواسب بينما تزداد فى نفس الوقت نسبة المحتوى المعدنى من الهورنبلند والأوجيت، الذى يبلغ شأوه فى أحدث الرواسب وقد رأى Steinert فى ذلك خليطاً من «إقليمين معدنيين»: «إقليم إبيدوتى» (يحوى الكثير من المعادن المتحول ومنها الدستين Disthen على الخصوص) الذى اشتق أصلاً من رواسب أواخر الزمن الثالث التى توجد أسفل رواسب البلايوستوسين فى أقصى شمال ألمانيا، ثم «إقليم هورنبلندى» اكتسحه الجليد أصلاً من شبه جزيرة اسكنديناوه. وقد التقط الجليد الأقدم مواداً أكثر من الإقليم الإبيدوتى ، والجليد الأحدث مواداً أكثر من الإقليم الهورنبلندى .

وقد ميز C. H. Edelimann (١٩٤٩) فى رواسب الزمن الرابع فوق أرض هولندا عشرة «أقاليم بترولوجية» ، وهو لم يتخذ الركامات السفلى أساساً للتقسيم فحسب ، وإنما أخذ فى الإعتبار كل الرواسب (حصى ، رمل ، لوم ..) وقد وجد أن أقاليم Y,X,A ، تتركب من رمال اشتقت زصلا من اسكنديناوه وفنلندا ، واستطاع عن طريق دراسة المعادن الثقيلة أن يميز فى كل إقليم مصدر الرواسب ، وتاريخ إرسابها النسبى فى أوائل أو أواسط أو أواخر العصر الجليدى أو فى فترة الهولوسين، والعامل الذى أرسبها شسواء كان غطاء جليدياً أو ثلاجة ، بل تمكن أيضاً من أن يميز مختلف مراحل تطور النهر الجليدى الذى نقل تلك الرواسب.

وعلى سبيل المثال وجد أن «اقليم الساوسوريت Saussuritprovinz » ، نتاج تعرية الراين فى طور نموه فى أوائل البلايوستوسين، وأن«إقليم اللوبيت Lobith» قد نشأ بفعل تعرية الراين فى مراحل تطوره فى أواخر البلايوستوسين وفى العصر الحديث. وفى سلسلة من الأبحاث البتروجرافية اللاحقة درست أجزاء كثيرة من أرض هولندا على هذا النحو ، حتى أنها تعتبر الآن من أحسن المناطق المدروسة فى هذا الشأن .

وفى مناطق الجليد البلايوستوسينى بأمريكا الشمالية لم تستخدم المعادن الثقيلة وحدها، وإنما كل المعادن لتشخيص وتمييز الرواسب الركامية عن بعضها ، وخصوصاً لوما الركامات السفلى . مثال ذلك الدراسات التى قام بها G. W. white (١٩٤٤) لرواسب جليد إلينوى، وجليد ويسكونسن فى ولاية أوهايو . فقد وجد إختلافات بينة فى التركيب المعدنى . فالرواسب الرملية لجليد ويسكونسن تحتوى من الكوارتز على نحو ٨٧٪، وعلى نسبة ضئيلة من حبيبات الهورنبلند والفلسبار التى تتميز بسطوح وانفصام حديثة، وعلى حوالى ٨٪ من حبيبات الكوارتز المستديرة الشكل والمغلفة بأكاسيد حديدية Pellets . ووجد أن هذه الحبيبات الأخيرة تكون القسم الأكبر (نحو الثلثين) من رمال جليد إلينوى، ويتركب الثلث الباقى من كوارتز عادى ، وينعدم وجود الفلسبا تقريباً ، ويندر وجود الهورنبلند . وكانت هذه الإختلافات واضحة ومستمرة لدرجة استطاع معها White . أن يرسم الحد الفاصل بين الرواسب التابعة لجليد ويسكونسن والرواسب التابعة لجليد إلينوى .

ولا تقتصر دراسة المعادن الثقيلة على الرواسب الجليدية المائية وحدها ، بل تتعداها إلى الرواسب النهرية والدلتاوية والساحلية والبحرية .. فمن الممكن عن طريقها التعرف على مصدر الراسب والتمييز بين مختلف المصاطب النهرية ، بل والإستدلال على ظاهرات الأسر النهرى، فضلا عن جدواها فى التعرف على مصادرر الرواسب الساحلية والبعيدة عن الساحل .

وقد أجرى الكثير من أبحاث المعادن الثقيلة فى كثيرمن رواسب الأنهار الكبرى كنهر الراين والمسيسبى والرون ... وتبين من هذه الدراسة أن المعادن الثقيلة تميل أحياناً إلى الإحتشاد فى مجموعات حجم متباينة بتأثير عمليات الفرز والتصنيف على امتداد رحلتها فى مجرى النهر . فمعدنا الزركون والروتيل Rutile غالباً ما تمثلهما حينئذ حبيبات دقيقة .ولهذا يمكن ان نتوقع وجودهم بنسب عالية فى الرواسب الدقيقة الحبيبات ، وإن كان وجودهما بوفرة لا يشترط بالضرورة فى بقعة معينة ، فالمسزلة لا تعدو حينئذ أن تكون نتيجة لعمليات الفرز. وينبغى ملاحظة هذه الظاهرة عد دراسة الرواسب الدقيقة كالسيلت والصلصال ، وهى على زى حال رواسب لا تدخل فى مجال أبحث المعادن الثقيلة إلا قليلا. أما الأوجيت Augite فيوجد عادة فى هيئة حبيبات كبيرة نوعاً ، ومع هذا فقد يوجد ضمن الرواسب الدقيقة . ويشتد ساعد عمليت الفرز حين يشتق الراسب أصلا من مصدر يتميز بالتنوع الكبير فى أحجام مكوناته من جهة ، وحين يتم الترسيب فى مجال بيئات كثيرة التنوع من جهة أخرى.

وتتضح عمليات فرز توزيع المعادن الثقيلة فى اقليم دلتا الرون (Van An-del,.1959) ففى رواسب الدلتا والقاع البحرى القريب من الساحل يحتشد الزوجيت،

والهورنبلند ، والابيدوت، أم في القاع البيعد عن الساحل فنجد وفرة في معدني الهورنبلند والإبيدوت . ويتى الأوجيت دائماً من هضبة فرنسا الوسطى مشتقاً من صخورها الطفحية، بينما يصدر الهورنبلند والإبيدوت من جبال الألب . وقد وجد أن حبيبات الأوجيت دائماً بين الحبيبات الكبيرة الحجم نسبياً . أما الأبيدوت فكانت حبيباته دقيقة ، بينما كانت حبيبات الهورنبلند متوسطة الحجم واتضح أن الإختلاف في توزيع المعادن لا يعزى في الواقع الى اختلاف المصدر ، وإنما يرجع هنا إلى تأثير عمليات الفرز والتصنيف لمواد غير متجانسة في النوع وفي حجم الحبيبات . فالمعادن الثقيلة الكبيرة الحبيبات نسبياً قد أرسبت ضمن حبيبات المعادن الأخرى التي تكون الراسب الخشن ، ومن ثم نجدها في رمال النهر ، وتكوينات الدلتا، وعلى الساحل ، وفي الكثبان التي تحف به . أما المعادن الثقيلة الدقيقة الحبيبات فقد أرسبت ضمن معادن مكونات الراسب الناعم، ومن ثم فقد أرسبت في مياه هادئة بعيداً عن الساحل . ومع هذا فيمكن القول عامة بأن هذا المثال لتزثير عمليات الفرز قليل الحدوث، وغالبا ما تكون المعادن الثقيلة بمثابة تشخيص حقيقي لمصادر الراسب الذي يحتويها ، وهذا ما نجده في اقليم دلتا المسيسبي ، ودلتا الراين حيث تتجانس تجتمعات المعادن الثقيلة سواء في الرواسب الرملية و الصلصالية .

وكمثال لدراسة المعان الثقيلة في رواسب الساحل ورواسب القاع البحري بعيدا عن الساحل نشير إلى أبحاث باك Baak (١٩٦٣) في حوض بحر الشمال. فقد استطاع أن يقسم بحر الشمال الى نطاقات يتجانس في كل منها تجمع معين من العادن الثقلة ، وأن ينجح في تحديد مصادر الرواسب التي تحويها فالساحل الأوربي المشرف على بحر الشمال إلى الشرق من دلتا الراين تميزه رواسب جلبها ذلك النهر ، يليه شمالا نطاق يتميز برواسب جليدية مائية اشتقت أصلا من أرض اسكنديناه ، أما الساحل البريطاني تميزه رواسب غنية بالجارنيت Garnet والأوجيت . وتختلط الرواسب الرملية على طول امتداد سواحل هولندا وبلجيكيا وفرنسا على بحر الشمال ، نتيجة لتوالي وتباين عمليات الإرساب الجليدي والجليدي المائي والبحري. وتبدو عمليات النقل والتوزيع على امتداد سواحل بحر الشمال بعيدة الأثر في خلط الرواسب ومزجها نظراً لأن السواحل مفتوحة ، والرواسب معرضة دائما لتأثير حركة المياه . وعلى النقيض من ذلك تتجانس الرواسب الرملية ومكوناتها المعدنية الثقيلة في الخلجان المنعزلة التي لا يصيبها تأثير حركة المياه والنقل على امتداد الساحل ، كما هي الحال في خلجان ساحل غرب بريتاني ، حيث وجد باك Baak في كل خليج تجمعه الخاص المميز من المعادن الثقيلة التي اشتقت من صخور ظهيرة المباشر .

وقد استخدم تحليل المعادن الثقيلة للتعرف على مصادر الرواسب وحركة الرمال على امتداد السواحل الأمريكية أيضا . مثال ذلك الدراسة التي اجراها تراسك Trask (١٩٥٢)

في سواحل كاليفورنيا والتى قام بها بول Pool (١٩٥٨) فى سواحل تكساس على خليج المكسيك .

(جـ) طرق بحث كيمائية - المحتوي الكربوني :

تحليل الكربونات فى الرواسب مهمة ومفيدة ، فعن طريق دراستها يمكن التعرف على طبيعة الراسب، وعلى مصادره ، وعلى اتجاه حركة العامل الذى أرسبه . وتستخدم للتحليل بعض الأجهزة (منها الجهاز الذى استخدمه Dreimanis ١٩٦٢) ، نفضل من بينها جهاز باسون M. Passon (وصفه بالمان Pallmann ١٩٤٨) الذى سبق لنا استخدامه فى تحليل الكربونات فى رواسب سويسرا البلايوستوسينية . ونقصد بالكربونات هنا نوعين : الجير (كربونات كالسيوم) والدولوميت (كربونات كالسيوم ومغنسيوم) وينبغى الفصل فى التحليل بينهما نظراً لأ مقدار كل منهما له دلالته .

ولباسون جهازان أحدهما كبير يقيس لدرجة من الدقة تصل إلى ١ ٪ ، وجهاز صغير دقته تصل إلى ٠,١ ٪ وينبغى تصحيح الجهازين باستخدام كربونات كالسيوم نقينة وجافة قبل استخدامها لأول مرة.

وللتحليل يوزن من الراسب مقدار ٤ جرام سبق تجفيفه وطحنه طحنا جيدا. وذلك تمهيدا لتحليله بالجهاز الكبير ، ثم يوضع فى زجاجة التفاعل. ويوضع فى إناء الحامض قدر من حامض النمليك المخفف (٢٠ ٪) يملأه حتى علامة مرسومة عليه ، ويوضع الأناء بحرص فى زجاجة التفاعل. بعد تجفيفه جيداً من الخارج حتى لا يلمس الحامض عينة الراسب قبل الأوان . وتملأ ماسورة الجهاز (وهى على شكل حرف U)الماء ، وتسد فتحة زجاجة التفاعل . وحينما يتوقف التفاعل . نقيس مقدار الغاز الذى تولد عنه . ومن ثم تمكن قراءة المحتوى الجيرى من قائمة التصحيح اتى سبق إعدادها . ويعقب ذلك قياس مقدار الدولوميت ففى العينة باستخدام حامض الأيدروكلوريك المخفف (١٥ ٪) ويستخدم بعض الباحثين بالمعهدين الجغرافى والبتروجرافى بجامعة زيورخ طريقة أخرى تعتمد على سرعة تأثر كل من ا لجير والدولوميت بالحامض فالجير يتحلل بسرعة ، وينتهى التفاعل فى فترة لا تزيد على ٢٥ ثانية ، تؤخذ بعدها القراءة الألى، وتكون للجير، ثم تؤخذ قراءة أخرى حيث يتوقف التفاعل تماماً ، وتكون للدولوميت الذى يتفاعل ببطئ . ومن ثم تؤخذ قراءاتان على فترتين من بداية التجربة ، ويمكن بذلك تعيين ميتى الجير والدولوميت منفصلتين بدرجة من الدقة ±٥,٠٪ .

وينبغى كى لا يحدث خطأ فى التقدير أن يراعى أخذ العينة من مكان فى القطاع لم تصبه عمليات اضطراب إرسابى، ولهذا يجب معرفة وتحديد موقع العينة فى الطبقة كوحدة، وذلك لأن أى تكوينات مجاورة تتصف أصلاً بالتباين فيما تحويه من كربونات ،

يمكن أن تؤثر تأثيراً كبيراً على مكونات العينة، ومن ثم تضر بالنتائج. ويجب أيضا مراعاة أن المحتوى الكربونى يتباين حسب حجم الحبيبات (جودة ١٩٦٢) ، ولهذا فإن القيم الخاصة بأحجام حبيبات معينة تفيد فى الدراسة أكثر من القيمة الكلية للعينة .

النتائج وطريقة عرضها :

يعبر عن نتائج التحليلات بنسب مئوية ، وتعرض – كما أسلفنا – فى منحنيات بيانية منفردة ، أو كما أوضحنا – فى إطار الرسم البيانى للقطاع الكامل الذى يتضمن كافة التحليلات (أنظر جودة ١٩٦٢) أشكال ٦ ، ٩ ، ١٢ ، ١٦ ، ٢٣) . وتوجد الكربونات فى الرواسب عادة فى هيئة غشاء رقيق يحيط بحبيبات المعادن الأخرى ، ولا تظهر فى شكل حبيبات كغيرها من المعادن إلا بقدر صغير . وتتباين نسبتها فى مختلف الرواسب. وفى الراسب الواحد فى مختلف مناطق توزيعه ، ويتوقف هذا على مصدر الراسب الأصلى إذ يأتى معه بكمية من الكربونات من مناطق المنشأ الغنية بها أكبر من الكمية التى ترد معه من منطقة أخرى فقيرة بها . وقد تبين من مختلف التحليلات أن هناك إرتباطا وثيقاً بين حجم الحبيبات ونسبة الكربونات التى تحتويها التكوينات . فحينما تدق الحبيبات تزيد نسبة الكربونات، وذلك لأن جملة مساحة الغشاء الجيرى الذى يحيط بكل الذرات الدقيقة أكبر من مساحة ذلك اذى يحيط بالحبيبات الخشنة .وتحوى معظم أبحاث الزمن الرابع دراسات لتقييم كمية الكربونات فى مختلف الرواسب الجليدية وغير الجليدية (نذكر من بين أحدثها أبحاث جودة ١٩٦٢ ، Zimmermann ١٩٦٣ ، Brunnacker ١٩٦٤ ، ١٩٦٦٦ ، Andrews ، ١٩٦٣, ..) ، نظراً لأن التباين فى كمية الكربونات التى تحتويها مختلف عينات الراسب يؤدى الى التعرف على مصدره ومن ثم منبع الجليد واتجاه حركته، كما يرشد إلى مقدار عمق عمليات الغسل ومدى تأثير التجوية . فالنقص الشديد فى نسبة الكربونات فى راسب مثالى تكوّن أصلا فى فترة جليدية (وكان يحوى قدرا معلوما من الكربونات) يشير الى تجوية حدثت فى فترة دفيئة طويلة أو قصيرة حتى ولو لم تؤد التجوية الى تكوين تربة. وتتسبب عمليات غسل الرواسب كلية وإزالة ما تحويه من كربونات إلى ازدياد نسبة الذرات الدقيقة فى الراسب، وذلك نتيجة لأذابة الغشاء الكلسى الذى يحيط بالحبيبات ، ومن ثم تتغير طبيعة الراسب، ويظهر ذلك جلياً فى نتائج التحليلات الميكانيكية فضلاً عن نتائج التحليلات الكيمائية . وتتخذ كل هذه الشواهد كأدلة هام تفيد فى تصنيف مستويات قطاع الراسب استراتيجرافيا ، ومن ثم ترشد إلى طبيعة الظروف المناخية والعمليات الجيومورفولوجية التى كانت سائدة أثناء تكوينه (كمثال لطبيعة النتائج أنظر : جودة ١٩٦٢، ١٩٦٣ ، ١٩٦٦ الفصل الخامس) .

ويمكننا أن نلخص أهمية دراسة المحتوى الكربونى فى الرواسب فى النقاط الثلاث التالية :

١- إمكانية التعرف على مصدر الراسب ، والعامل المرسب وإتجاه حركته .

٢- إمكانية تصنيف قطاع الراسب المتجانس أصلا فى كمية المحتوى الكربونى إلى مستويات على أساس ما يحويه كل مستوى حالياً من كربونات . وعلى أساس التباين فى المحتوى الكربونى يمكن تقدير مدى عمق التجوية ونوعها وما تشير إليه من ظروف مناخية سالفة .

٣- إمكانية التأريخ النسبى على أساس استراتيجرافى، ومن ثم الوصول إلى نتائج تختص بتقسيم عصر البلايوستوسين إلى فترات ومراحل وأداور باردة وأخرى دفيئة .

٣- طرق بحث مورفوميترية :

لقد كانت الرواسب الحصوية وما يشبهها كرواسب الأنسياب الأرضى تشاهد وتدرس حسب مظهرها العام وما تحويه من حفريات وكانت الدراسة بذلك دراسة نوعية . وقد أدى الإجتهادلإكتشاف طرق دقيقة فى مجال الدراسات الجيولوجية إلى إدخال القياسات لكمية على دراسة الحصى. ونشير هنا إلى الدراسة التحليلة للحصى التى اشتغل بها على الخصوص زوينر Zeuner (١٩٣٣) ، وهى تسمح بالوصول إلى نتائج تشير على سبيل المثال الى تغير فى المنبع أثناء مختلف أدوار تكوين الوادى وإلى التعرف على العوامل التى تؤدى الى استدارة الحصى، وعلى الظروف المناخية التى كانت سائدة أثناء تراكمه. وقد أجريت محاولات جديدة لدراسة وفحص كل حصوة على حدة بطرق أدق وأكثر تفصيلا لكى يمكن استنتاج أصل نشأتها . وهنا نشير إلى طريقة اقترحها كايوه Cail leux (1947, a, b.) آخرون (على الخصوص تريكارت Tricart ١٩٥٢ ، وبوزر Poser ١٩٥٢) .

والواقع أن محاولة وصف الحصى الغير منتظم الشكل بدقة مشكلة صعبة، وذلك لأن لكل حصوة ثلاثة أبعاد ينبغى اعتبارها عند الوصف وهى : الطول ، والعرض ، والإرتفاع أو السمك . ثم ا لتقوس أو التحدب . فرذا ما اعتبرنا أكبر طول «ل» . وأكبر عرض «ع» وأكبر سمك «س» وأصغر نصف قطر للجزء المحدب «نق» فى المسطح الرئيسى ، أمكننا حينئذ أن نصف شكل الحصوة بمعامل من نوعين :

(أ) معامل الفرطحة (ب) معامل الإستدارة

(أ) معامل الفرطحة :

يجرى القياس لعينة تتكون من ١٠٠ - ١٥٠ حصوة ، تتراوح أحجامها بين ٢ - ٦ .

وباستخدام القدمة يقاس أكبر طول «ل» وأكبر عرض «ع» فى إتجاه عمودى على الطول. وأكبر سمك «س» ونم ثم يمكن تعيين معامل الفرطحة حسب المعادلة الآتية :

$$\text{معامل الفرطحة} = \frac{\text{ل} = \text{ع}}{\text{٢ س}} \geq ١$$

هذا على اعتبار أن قيمة الكرة = ١ . وكلما ازدادت الفرطحة (أى الإبتعاد عن الشكل الكروى) كلما صغرت قيمة العرض «ع» والسمك «س» ومن ثم يزداد معامل الفرطحة .و ويجرى تعيين المتوسط العام للقيم المائة التى أمكن الحصول عليها . وتوضيح فى رسم بيانى وتستخدم قيم معالم الفرطحة لتشخيص وتمييز الحصى والحطام الصخرى.

(ب) معامل الاستدارة :

وهو يبدو أكثر أهمية وفائدة من سابقه، ويمكن استخدام نفس العينة التى استخدمت لتعيين الفرطحة. ويجرى تعيين أكبر طول «ل» باستخدام القدمة ، ونصف قطر أصغر تدور (تحذب) يمكن رسمه على الحصوة بالاستعانة بالخطوط الكنتورية على المستوى الرئيسى. ولتعيين نصف القطر «نقش يمكن استخدام لوحة تشبه لوحة التصويب ، مرسوم عليها دوائر متحدة المركز ومتباينة أنصاف الأقطار ، ويمكن حينئذ تعيين معامل الإستدارة بالمعادلة الآتية :

$$\text{معامل الإستدارة} = \frac{\text{٢ نق}}{\text{ل}}$$

ويحسب للكرة المثالية قيمة = ١ ، وتقع جميع القيم الأخرى أدنى من ذلك ، وتأتى نتائجها بالكسور العشرية . ولتبسيط العمل وتحاشى الكسور العشرية تضرب هذه القيم فى ١٠٠٠ وحينئذ تصبح صورة المعادلة كالآتى :

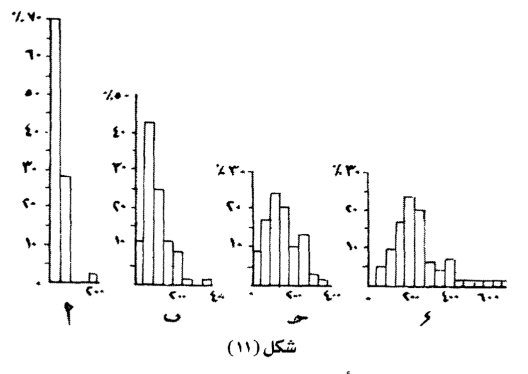
$$\frac{\text{٢ نق}}{\text{ل}} \times ١٠٠٠$$

ومن ثم يمكن الحصول على قيم تتراوح بين ١ - ١٠٠٠ (الكرة المثالية) .

النتائج وطريقة عرضها :

لرسم الأشكال البيانية يقاس العدد المشار رليه من الحصى الذى يستخرج من

رواسب معينة ، وبقدر الإمكان من نفس النوع ، وأكثر أنواع الصخور ملاءمة لهذه الدراسة هى الجرانيت ، والكوارتزيت ، والصخور الجيرية والدولوميت ... وتقسم القيم التى يحصل عليها إلى مجموعات خمسيتية (كل مجموعة تتكون من ٥٠ قيمة) ، تعرض فى رسوم بيانية كما يتضح من الشكل (رقم ١١) . فعلى الخط الأفقى توضح المجموعات ٠ – ٥٠ ، ٥٠ – ١٠٠ وهكذا ، وعلى الخط الرأسى النسب المئوية لأعداد الحصى . وأكثر الحصوات خشونة وحدة فى زواياها هى الممثلة بالمجموعة من ١ – ٥٠ ، وتزداد الاستدارة فى الرسم صوب اليمين .



شكل (١١)

ويتضح من عديد من الأبحاث التى قام بها Tricart & Schaefer (١٩٥٠) ، و Poser & Hoevermann (١٩٥١ ، ١٩٥٢) و Zimmermann (١٩٦٣) وغيرهم ن هناك فروقاً واضحة فى معامل الإستدارة بين كل من حصى الرواسب النهرية ، والجليدية . والجليدية المائية ، ورواسب مختلف أنواع تحركات المواد على المنحدرات .. وقد وصلت هذه الطريقة منن الدقة بحيث يمكن معها تشخيص وتمييز الرواسب التى يشك فى أصل نشأتها وتكوينها ، والاستدلال على الظروف التى بتأثيرها تمت عمليات النقل والإرساب . فالحصى الصغير الجيد الإستدارة قد تراكم بعد مسافة نقل مائى طويلة ، أى بعيدا جداً عن المنبع أو الثلاجة ، والحصى الكبير السئ الاستدارة قد تراكم بجوار المنبع أو الثلاجة . وإذا ما حدث وازداد كبر الحصوات وفى نفس الوقت إزداد سوء استدارتها من أسفل الى أعلى فى القطاع ، دل ذلك على أن الحصى «حصى تقدمى» (تراكم أثناء تقدم

الجليد) ، بينما يحدث العكس (يزداد كبر الحصوات وسوء استداتها من أعلى إلى أسفل) لو كان الحصى «تراجعى» (تراكم أثناء تقهقر الجليد لذوبانه) .

وكمثال لنوع المعلومات والنتائج التى يمكن الحصول عليها من دراسة أبعاد الحصى نشير إلى أبحاث Nossin ١٩٥٩ (King ١٩٦٦) وقد استخدم طريقة القياس التى اقترحها Cailleux لدراسة حصى مدرجات نهر بسويرجا pisuerga وهو رافد لنهر دورو. ويصرف قسما من مياه مرتفعات كانتبريان الأسبانية ود اختار عدة مواقع على امتداد طول النهر وفوق قطاعه العرض ى على ثلاثة مستويات تمثل المدرج الأعلى والأوسط والأسفل وأخذ من كل موقع عينة تتكون من مائة حصوة ، ولا يزيد قطر كل حصوة منها على ٤ سم ، واختار الحصى الكوارتزيتى وأجرى عليه القياس ، ورسم لكل عينة شكلا بيانياً يوضح نتائج القياس التى يمكن إجماله فى النقاط الاتية :

١- تبين أن بعض حصى العينات إشتق أصلا من مجمعات مستديرة المكونات (كونجلوميرات) ، ومع هذا فقد أثبتت الدراسة إزدياداً فى الإستدارة بفعل النقل المائى العادى، واتضح ذلك من دراسة عينات المواقع فى الجزء الأدنى من النهر .

٢- الحصى الذى يزيد معامل استدارته عن ٤٠٠ إشتق أصلاً من حصى المجمعات السليم ، والذى يقل استدارته عن ٣٠٠ إشتق أصلامن حصى المجمعات الذى تحطم بفعل الصقيع ثم أعيدت إستدارته بتأثير النقل النهرى .

٣- وجد أن حصى المدرج الأعلى أفضل إستدارة بكثير من حصى المدرجين الأوسط والأسفل. وقد استنتج من ذلك أن رواسب هذا المدرج قد أرسبت تحت تأثير ظروف منخية معتدة ، ويبدو أن عوامل التجوية كانت نشيطة مؤثرة كى تحطم وتفتت هذا القدر الهائل من الرواسب وتعده للنقل ليتراكم منشئاً المدرج .

٤- وجد أن هناك تماثلا واضحاً بين مكونات عينات المدرج الأوسط، وأن حصى هذاالمدرج أقل إستدارة بعض الشئ من حصى المدرج السفلى . وهذا الفرق اليسير فى الإستدارة لايعد سبباً قوياً لافتراض طرق مختلفة للإرساب تحت ظروف متباينة . رذ يبدو أن الظروف التى تم بتأثيرها إرساب حصى المدرج الأسفل كانت أكثر عنفاص وكثافة ، ولكن من نوع مماثل لظروف إرساب حصى المدرج الأوسط.

٥- اتضح من دراسة المدرج السفلى أنه قد مر بفترة تحطيم (بفعل الصقيع) ، تلتها عملية إعادة إستدارة بواسطة النقل المائى وقد ظهر ذلك من ارتفاع نسبة معامل الإستدارة بين ٢٠٠ – ٣٠٠ إستنتج من ذلك أن الحصى قد خضع لفترة من الزمن لتأثير ظروف هوامش الجليد ، تبعها نقل مائي .

٦- معامل الإستدارة فوق ٣٠٠ مظهر شائع لحصى النقل النهرى العادى لمسافة متوسطة (معامل استدارة متوسط) .

٧- معامل الإستدارة بين صفر - ٢٠٠ صفة سائدة للإرساب تحت تأثير ظروف هوامش الجليد (معامل استدارة منخفض) .

- حين دراسة طبيعية إستدارة الحصى نحو أدانى النهر ، ينبغى المواد التى ترد إلى النهر من جوانب الوادى، فهذه قد كانت سببا فى اضطراب قيم الإستدارة تجاه المصب.

وقد أدخلت دراسة الحصى أيضا على أبحاث النطاقات الجافة ونشير هنا إلى أبحاث Zeuner (١٩٥٣) فى شمال غربى الهند حيث استطاع عن طريق دراسة إستراتجرافية الحصى ومعامل الإستدارة الوصول إلى أن حواف صحراء ثار لم تكن فى أية فترة من فترات عصر البلايوستوسين أكثر رطوبة منها فى العصر الحالى .

ولدراسة استدارة الحصى أهمية فى الأبحاث الخاصة بالسواحل وكمثال لها ما قام به Gulicher و king ١٩٦١ (أنظر King ١٩٦٦ شكل ٦٠٦ ص ٢٩٢) من أبحاث فى ثلاثة ألسنة بحرية فى خلية دنجيل Dingle Bay فى جنوب غرب أيرلندا ، نلخص نتائجها فى النقاط التالية .

١- فيما يختص باللسانين الخارجى والأوسط : تبين أنهما قد نشز بفعل الرياح والأمواج معاً . وهما يتركبان من تكوينات رملية ، وتكتنفهما الكثبان ، مع وجود حصى تأثر بعمليات النقل الساحلى فاستدار . وقد بلغ معامل استدارته ٥٧٥ .

٢- فيما يختص باللسان الداخلى :

(أ) أظهرت دراسة الحصى قيم استدارة تراوحت بين ٢٧٥ فى الداخل، و ٣٢٥ عند طرفه الشمالى ، و ٤٢٥ على ساحله المواجه للبحر . وطبيعى أن يكون حصى الساحل المواجه للبحر أكثر الجميع تشكل بفعل ا لأمواج وحصى الداخل أقلها تأثيرا.

(ب) يدل التباين فى قيم الإستدارة على أن اللسان ليس من عمل الأمواج التى اقتصر تأثيرها على تعديل هامشه المواجه للبحر وعلى الحصى فجعلته يستدير بعض الشئ .

(جـ) تبين من الدراسة عموما أن اللسان الداخلى ما هو إلامظهر لتراكم رواسب جليدية تشكل بفعل الأمواج .

ومن الممكن استخدام معامل الإستدارة لكايوه Cailleux لدراسة حبات الرمل. فقد اختبر تونارد Tonnard (١٩٦٣) مختلف الطرق المقترحة لتقييم شكل حبيبات الرمل.

وخلص إلى نتيجة أن طريقه كايوه هى أفضل الطرق وأكثرها ملاءمة (أنظر King ١٩٦٦) . وقد استعمل Nossin (١٩٥٩) نفس طريقة قياس الحصى فى دراسته لحبات الرمل باستخدام المجهر فى منطقة بحثه فى وادى نهر بسويرجا . وأجرى القيام على حبات رمال تقع أحجامها بين ١,٠٥ ملم – ٠,٥ ملم . نلخص نتائج دراسته فى الآتى :

١– أظهرت حبات الرمال عموما قيم استدارة منخفضة وهذه الظاهرة لا تعزى بالضرورة لنقل مائى نهرى قصير المدى .

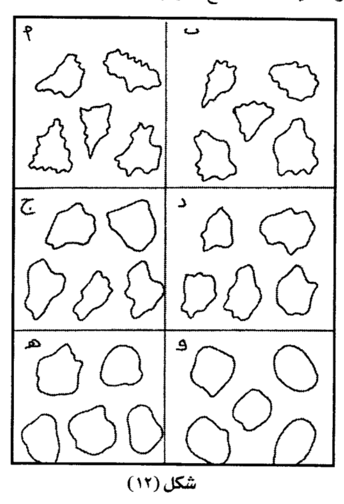
٢– وجد أن معامل الإستدارة لحبات رمال المدرجين الأعلى والأسفل دون ٢٠٠ .

٣– تبين أن رمال المدرج الأوسط قد تأثرت بفعل الصقيع وشاركت الرياح فى نقلها. وعملت على صقلها واستدارتها . ويدل هذا على أن المنطقة قد تأثرت بفعل ظروف مناخ هوامش الجليد لفترة قبل أن يبد تراكم رواسب المدرج بواسطة النهر .

ورغم أنه من الممكن تطبيق طريقه كايوه – كما رأينا – على دراسة أشكال حبيبات فى حجم الرمال ، إلا أن بحاثا آخرين قد اقترحوا وسائل وطرقاً أخرى، منها تلك الآلة التى ابتدعها كوينين Kuenen • (١٩٦٣) ، والتى تتركب من حوض شبه دائرى ينحدر إنحداراً هينا ويمكن هزه أو أرجحته . وتوضع فوقه العينة عند نهايته العليا وتترك لتتحرك بالإهتزاز نحو حضيض الحوض . وتقسم العينة الى ٢٦ رتبة حسب الزمن الذى تحتاجه الحبيبات لكى تغطى إمتداد الحوض ، ثم يتم فحص كل رتبة حجم عل حدة لاختيار مداراتها . وهى وسيلة لا بأس بها للتفريق بين مختلف أنواع الرمال، كرمال الكثبان ، ورمال الشاطئ .. كما أنها مفيدة أيضاً فى التعرف على طريقة النقل .

وقد سبق كوينين إلى فكرة دراسة مدارات حبيبات الرمل باحثان آخران هما Shep-ard & Young (١٩٦١) لاعتقادهما بأنهذا مهم فى تقرير التنوع بين حبات الرمال فيا لكثبان وحبات رمال الشاطئ Beach . وقد استخدما المجهر كوسيلة لإوية الحبيبات وتصينفها فى مجال مقياس سبق تقريره من ست رتب (أنظر شكل ١٢) ، كل منها يتألف من حبيبات رملية ذات مدار معلوم . ويشير أكبر مدار إلى الحبيبات الأكثر زوايا. ويمثلها أحد طرفى المقياس . بينما يمثل الحبيبات الجيدة الإستدارة اصغر مدار ، تقع عند الطرف الآخر من المقياس . وقد اقتصر الباحثان على دراسة مائة حبة فى كل عينة يتراوح حجم حبيباتها بين ٠,١٢٥ – ٠٦٢ , ملم. وأجريا البحث فى كل مكان من منطقة بحثهما على اثنين من العينات ، أخذا إحداهما من رمال الشاطئ والأخرى من رمال الكثبان . وقد تبين من الدراسة أن رمال الكثبان أكثر استدارة من رمال الشاطئ خاصة فى الأماكن التى تسودها رياح تهب نحو الشاطئ ... ويرجع سبب هذا التباين فى شكل الحبيات إلى

الرياح التى تستطيع أن تلتقط الحبيبات المستديرة، بينما الحبيبات الخشنة ذات الزوايا هى بطبيعة شكلها أكثر فاعلية للتماسك مع جاراتها .



شكل (١٢)

ويمكن دراسة شكل حبيبات السليت بواسطة طريقه إقترحها رايت Wright (١٩٥٧) . وهى تتطلب مجهراً إلكترونياص بالغ الدقة يكبر حبيبات السيلت إلى ٣٠٠ مثل على الأقل . وتعتمد الطريقة أساساً على قانون الظل، حيث يعطى طوال ظل الحبيبة مقياس بعدها الثالث. أما البعدان الآخران فيمكن مشاهدتهما على شريحة المجهر. وهذه الطريقة بطيئة وصعبة، ولكنها الوحيدة التى يمكن بواسطتها دراسة شكل حبيبات الرواسب الدقيقة .

هذا ومن الممكن للصفات السطحية لمكونات الراسب أن تعطى دليلا على أصلها والعامل الذى نقها . فحبات الرمل ذات البريق المعتم أو «المطفى» . ترتبط عادة بتأثيرالنقل الهوائي (Holzer ١٩٥٢ ، جودة ١٩٦٢ ص ١٩٩) . وهناك من يشك فى قدرة النقل الهوائى على تغليف حبات الرمال بغلاف معتم ، إى يرى كوينين Kuenen (١٩٦٣) أن البريق المعتم لحبات رمال الكثبان الساحلية ما هو إلا لتجوية كيميائية . وإن

صح هذا بالنسبة لرمال الكثبان الساحلية فرنه لا يصح بالنسبة للرمل الهوائى العادى. وهذا البريق الذى تتسم به حبيبات رمل الكثبان يسند الرأى القائل بأن استدارتها ترجع أساساً إلى التقاط الرياح للحبيبات المستديرة من رمال الشاطئ لا إلى تأثير النقل الهوائى.

ولقد عمدنا إلى فحص الكثيرمن مختلف عينات الرواسب الهوائية والمائية النهرية (للمقارنة)، فى مجال أحجام الحبيبات تراوحت بين ١,٠ ملم – ٠,٠١ ملم بالإستعانة بالمجهر واستخدمنا لذلك عينات من رمل هوائى، ولوس هوائى، ورمل وسيلت من نهرى الآرى Are والراين. وكانت نتيجة الدراسة مؤيدة لما سبق وصفه من أن البريق يزداد كلما تعرضت مكونات الراسب لنقل مائى طويل المدى ويتضاءل بالتدريج فى حالة الراسب المائى الهوائى، والهوائى المائى (مثال ذلك: لوس هوائى أعيد نقله وإرسابه بواسطة الماء٩ إلى أن يصبح البريق «مطفيا» فى حالة حبيبات التكوينات الهوائية (جودة ١٩٦٢ ص ١٩٩). والخصائص السطحية التى يتميز بها الحصى الذى تأث بفعل الجيد من تحزز وصقل شهيرة معروفة. وكثيراً ما تتأثر مكونات الراسب فى بيئة التراكم بفعل عمليات التجوية السائدة، ومن ثم تتغير معالمها ولو سطحياً، وحينئذ تفيد فى تقديرالعمر النسبى. وتقرير الظروف المناخية التى سادت منذ الإرساب.

٤- طرق بحث لتعيين موضع وتوجيه الحصي في بيئة التراكم:

وتتم الدراسة فى الحقل. والهدف منها تعيين اتجاه حركة العامل المرسب. والطريقة الشائعة الإستعمال ترجع الى الباحثين poser & Hoevermann (١٩٥١)، وهى تختص بتقرير وضع المحاور الرئيسية لمائة حصوة، وهى فى موضعها فى «محجر» حصوى. وتستخدم لذلك شريحة أو لوحة على شكل نصف دائرة ٠تماثل المنقلة) مرسوم عليها ستة قطاعات كل منها يمثل ٣٠ درجة على جانبى نقطة الصفر، وذلك على النحو الاتى:

مجموعة ١ : صفر – ٣٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسير

مجموعة ٢ : ٣٠ – ٦٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسير

مجموعة ٤ : ٦٠ – ٩٠ درجة إنحراف جهة اليمين أو اليسير

ويكون وضع المحور الرئيسى شديد الإنحراف حينما يزيد الإنحراف على ٤٥ درجة. ويمكن للشخص أن يتحدث عن الإنحراف يميناً أو يساراً حينما توجه اللوحة منذ البداية بحيث يكون فى اتجاه المنحدر أو محور الوادى وحينما يستعصى التعرف على هذا أو ذاك ما هى الحال فى بعض أجزاء القسم الغربى من الهضبة السويسرية. حينئذ يمكن تحوير الطريقة نوعاً ما. فتوجه اللوحة كلية نحو الشمال ويجرى تمييز الإنحراف نحو

اليسار (شرقا وغرباً) ويبيى التقيم على إفتراض أن معظم المحاور الرئيسية للحصى بحسب نوع الراسب قد انتظمت فى إتجاه معين : فهى فى الركامات السفلى وفى رواسب الإنسياب الأرضى متوازية ، وفى الرواسب النهرية متقاطعة مع اتجاه التحرك .

وقد قام West و Donner١٩٥٦ (أنظر King ١٩٦٦) بدراسة مشابهة لتعيين توجيه الحصى فى الرواسب الجليدية فى إقليمى East Middlands و East Anglia ، وذلك للتفريق بين رواسب جليد كلا الإقليمين . اختارا مواقع الدراسة على أرض مستوية لتفادى إمكانية التأثير الطبوغرافى على حركة الجليد ، وعملا على إستبعاد الرواسب السطحية التى تأثرت بعمليات التجوية والإنسياب الأرضى وتكوين التربة . وقاما بدراسة درجة ميل واتجاه المحاور الرئيسية لمائة حصوة فى أماكن مختاره لا يقل طول كل منها عن واحد سنتيمتر عن طريق جهاز يشتمل على بوصلة (للاتجاه) وكلاينوميتر (للميل) ، وتمكنا بذلك من التعرف على اتجاه حركة الحليد المرسب ، والتمييز بين رواسبب جليد كل من الاقليمين .

وقد يحدث اضطراب – أحياناً – فى توجيه الحصى فى نفس الراسب وفى المكان الواحد ، ولهذا ينبغى إجراء الكثير من الدراسة قبل تقييم النتائج .

المراجـــــع

- جودة حسنين جودة: تكوينات اللوس . الموسم الثقافى للجمعية الجغرافية المصرية ١٩٦٣ .

جودة حسنين جودة: العصر الجليدى . بحث فى الجغرافيا الطبيعية لعصر البلايوستوسين بيروت ١٩٦٦ .

- Andel, T.H. van (1959) : Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. Journ . Sed. petrol 29, pp. 153-163 .

Andresen, H. (1993) : Beitraege zur Geomorphologie des oestlichen. Hoernliberglandes. Diss . Univ.. Zuerich.

Andrews, H. T. and Sim, V.W. 91964) : Examination of Carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, N.w.T. Geog . Bull . 21, pp. 44-53 .

Astm (1954) : (American society for Testing Materials) : Book of ASTM Standards vol. 1954, method ASTM D-422-54-T.

Baak, J. A. (1986) : Regional petrology of the southern North Sea,

Beal, M. A. and Shepard, F. P. (1965) : a use of roundness to determine depositional environments. Journ . Sed. Petrol. 26, 49-60 .

Blenk, m. (1980) : Ein Beitrag zur morphometrischen Schotter analyse. zeitschrift fuer Geomorph N.F. 4.5 202-252 .

Breddin, H. (1927) : Loess, flugsand und Niederterrasse im Niederrheingbiet, Ged . Rundsch. 188 .

brunnacker, K. (1994) Bemerkungen zur Feinstgliederung und zum kalkgehalt dec Loesses. Eiszeit. u . Gegenw.

Brunnacker, k. (1996) Die Geschichte der Boeden in juengeren pleistozaen in Bayern Geol. Bavarica.

Bugmann, e. (1986): Eiszeitformen im nordoestlichen Aargau. Dis . Uni. Zuerichh

Cailleux, A. (1985) : Distinction de galets marines et fluviatiles. Bull. Soc. Geol. france 5 xv .

Cailleux, A. (1987) : L'indice d'emoussé : Définition et primiere application, C.R. so. Soc. Géol. de France.

Cailleux, A (1982) : Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkoerner und ihrer Bedeutung fuer die palaeoklimatologie, Geol. Rdsch. 40 Bd., H. 1,2 klimaheft.

Donner, j.j. & West, R. G. (1956) : The glaciation of East Anglia and the East midlands : a differentiation based on stone orientation measurements of the tills, Quart. Journ . Geol. Soc. 112, pp. 69-91.

Dreimanis, a . (1962) : Quantitative gasmetric determination of Calcite and dolomite by using chittick apparatus. Journ. Sed. Petrol. 32, pp. 520-529 .

Edelman, C.H. (1988) : ergebnisse der sediment petoloischen Forschung der Niderlandenund den angrenzenden gebieten. Geol. Rdschau.

Emery, K. O. (1938) : Rapid method of mechanical analysis off sands. Journ. Sed. petrol. 8. pp. 105-112 .

Fauler, W. (1996) : Der Loessund loesslehm des Schwarzwaldrandes zwischen Achern und offenburg. N. Jb. f. Min. Beil. Bd. 75 B .

Fiedler, A. (1980) : Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln wi mittleren und westlichen norddeustchland. Z.F. angew. mineralogi 1.

Fiedler, A. (1990) : Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Daenemark, oberschlesien und norddeutchland. Ibid .

Gouda, G. H. (1962) : Untersuchungen an loessen der Nordschweiz Diss. Univ. Zuerich.

Holzer, H. (1982) : Ein Beitrag zur frage nach der herkunft des Loesses auf sedimentpetrographischer Grundlage. Zeitsch. f Gletschherk. u. glazialgeol. Bd II. H. 1 .

King, C.A.M and guilcher (1961) : Spits, tombolos and tidal marches in connemara and West Kerry, Irleand. proc. Roy. Irish. Acad 61 B, 17, pp. 283-338 .

King, C.A.M (1966) : Techinque in Geomorphology.

Koelble, L. (1981) : ueber die Aufbereitung fluviatiler und aeolischer Sedimente. Min. u. Petroger. mitt. 41. Leipzig.

Kuenen, P.H. (1963): Pivotability studies of Sand in a shape-sorter, in development in Sedimentology, vol.ivan Straaten, pp. 207-215 .

Kummerow, E. (1984) : Grundfragen der Geschiebeforschung. geologie.

Leinz, V. (1933) : Ein Versuch, Geschiebemergel nach dem Schwermineraliengehalt stratigraphish zu gliedern. Z.f. Geschiebefursung. 9 .

Lundquist, G. : (1935) : Blockundersoekningar . Sver. G.U. Cer C. 390 .

Madsen, V. (1938) : Uebersicht ueber die Geologie von Daenemark. Danm. G.U. 5R . No. 4 .

Milthers, V. (1989) : beitraege skandinvisher leitgeschieba fuer die Bestimmung der Vereisungsgrenzen. Zeitschr. Deutsch, 91 .

Nossin, J.J. (1959) :Geomorphological aspects of the pisuerga drainage area i teh Cantabrian Mountains. Leidse. Geol medelingen. 24, pp. 283-406 .

Pallmann, H. Und Wiegener, G. (1988) : Anleitung zum quatitativen agrikulturchemischen praktitum, Berlin.

Peole, D.M. (1958) : Heavy mineral variation in San Antonia an Mesquita bays of the central Texas coast. Journ . Sed. Petrol 28. pp. 65- 74 .

Poser, H., & , . (1981) : Untersuchungen zur pleistozaenen Harz-Vergletscherung. Abh. Braunschw.. wiss. Ges. 3.

Poser, H. and Hoevermann, J. (1982) : Beitraege zur morphometrilschen und morphologischen Schotteranalyse. Ibid. 4.

Raistrick, A. (1929) : The petrology of some Yorkshire Boulder Clays. Geol. mag . 66 .

Richter, K. (1983) : Geroellmorphometrische und Einregetunge studien in : die Unterschung der palaeolithischen Freiland station Salzgitter-lebenstadt. EDG H1. 1555-160 .

Schmidt, e. (1980) ; der altdiluvial Geschiebemergel als Bodenbildner in der Hamburger Gegend Chemie der Erde. 4 .

Steinert, Harale (1988) : Schwermineralien und Stratigraphie der diluvialen Geschiebemergel Schleswig-holsteins. Diss. Kiel.

Shepard, F.P. and Young. r. (1967): Distinguishing between beach and dune sands. Journ. Sed . Petrol. 31, pp. 196-214 .

Tonnard, V. (1963) : Critéres de sensibilité aux indices de formes des grains de sable, in developments in Sedimentology Vol. 1, ed. Van Straaten, pp. 410-416 .

Trask, P.D. (1952) : Sources of beach sands at Santa barabara. California, as indicated by mineral grain studies. B.E.B Tech Memo. 28. Washington .

Tricart, J. and Schaeffer, r. (1982) : L'indice d'emoussé des galels. Moyen d'étud des systémes d'erosion. rev. de Geomorph. Dynamique 1, 151-179 .

Water. R. S . (1969) : The bearing of superticial deposits on the age and oringin of the upland plain of East Devon, West Dorset and South Somerset. Inst . Brit. Geog. 28, 89-97 .

White, G.W. (1944) : Soilminerals as a check on the location of the Wisconsin-illinonian drift boundary in North Central Ohio Science 79 .

Woldstedt, p. (1994) Das Eiszeitalter, Stuttgart.

Wright. A.E. (1957) : Three dimensional shape analysisi of Fine grained sediments. Journ. Sed. Petrol. 27, pp. 306-302 .

Zeuner, F. (1933) : Die Schotteranalyse, Geol . Rdsch. 24 .

Zeuner, F. (1953) : Das Problem der Pluvialzeiten . Geol. Rdschaux 41 .

Zimmermann. H. W. (1989) : Sedimentologische untarsuchungs metnoden fuer die Geomorpholigle. diplmarbeit (manuskript) Geol. Inst. Univ. Zuerich.

Zimmermann. H. W. (1993) : Die Eiszeit im westichen zentralen mittlland (Schweiz) Diss. univ. Zuerich.

مــــراجـع الكتـاب

« الخاصة بالفصول العشرة الأولى التي تسبق الأبحاث التطبيقية »

المراجع العربية

- جودة حسنين جودة: (١٩٧٠) عصور المطر فى الصحراء الكبرى الإفريقية، مجلة كلية الآداب، جامعة الإسكندرية.
- ـــــــــــــــــ: (١٩٧٢، ١٩٧٥) دراسات فى جيومورفولوجية الأراضى الليبية، جزآن، منشورات الجامعة الليبية، بنغازى.
- ـــــــــــــــــ: (١٩٨١) الجغرافيا الطبيعية لصحارى العالم العربى، منشأة المعارف، الإسكندرية (طبعة جديدة ١٩٩٨) .
- ـــــــــــــــــ: (١٩٨٣) الجغرافيا الطبيعية للزمن الرابع، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية (طبعة جديدة ٢٠٠٠) .
- ـــــــــــــــــ: (١٩٨٧) معالم سطح الأرض، دار المعرفة الجامعية، الإسكندرية (طبعة جديدة ٢٠٠٢).
- جودة حسنين جودة ومحمود عاشور (١٩٩١) وسائل التحليل الجيومورفولوچى، الاسكندرية .
- حسن يونس (١٩٨٦) الميكروكومبيوتر والبرمجة للمتقدمين ، دار الراتب الجامعية، بيروت.
- على على البنا (١٩٨٣) الإستشعار من بعد وتطبيقات الجغرافيا فى مجال استخدام الأراضي. وحدة البحث والترجمة ، جامعة الكويت.
- عبد الإله أبو عياش (١٩٨٨) الإحصاء والكومبيوتر فى معالجة البيانات، مع تطبيقات جغرافية، وكالة المطبوعات ، الكويت .
- محمد صفى الدين: (١٩٦٥) قشرة الأرض، القاهرة.
- ـــــــــــــــــ: (١٩٧٧) مورفولوجية الأراضى المصرية، القاهرة.
- محمد متولى: (١٩٤٩) وجه الأرض، القاهرة.
- نبيل امبابى: (١٩٧٠) الكثبان الرملية المتحركة، المجلة الجغرافية العربية، القاهرة.
- ـــــــــــــــــ: (١٩٨٤) حركة الكثبان الرملية الهلالية وأثرها علي العمران والتعمير فى منخفض الواحة الخارجة، مجلة بحوث الشرق الأوسط، العدد السادس.
- نبيل إمبامبي ومحمود عاشور (١٩٨٣ ، ١٩٨٥) الكثبان الرملية فى شبه جزيرة قطر، جزآن ، جامعة قطر ، الدوحة ، قطر .
- يوسف أبو الحجاج: (١٩٦٧) منخفض الفيوم، حوليات كلية الآداب، جامعة عين شمس، العدد العاشر.
- يحيي عيسى فرحان (١٩٨٣) مورفولوچية المنحدرات فى مناطق مختارة من وسط الأردن، جامعة اليرموك ، الأردن.

رسائل ماجستير ودكتوراه في الجيومورفولوجيا التطبيقية
أجيزت بإشراف المؤلف

أولاً: أمثلة من موضوعات رسائل الماجستير، مرتبة حسب تواريخ إجازتها من جامعة الإسكندرية

- أحمد حسين دهب (مصرى ١٩٧٧) طبوغرافية منطقة أسوان بعد إنشاء السد العالى ودراسة جيومورفولوجية.
- محمد أبو صفت (أردنى ١٩٨٠) جيومورفولوجية حوض نهر الكبير الشمالى.
- عبد المجيد بازين (جزائرى ١٩٨٠) ولاية قسطنينة بالجزائر.
- موسى هديب (أردنى ١٩٨٠) المياه الباطنية فى الأردن ودورها فى الإنتاج الزراعى.
- عطا حموه غريب (عراقى ١٩٨٣) جيومورفولوجية منطقة بييرمكرون بشمال العراق.
- بهزاد بن يوسف (إيرانى ١٩٨٤) منطقة شرق كاشان بإيران.
- إبراهيم عبد العزيز زيادى (مصرى ١٩٨٥) ساحل مصر الشمالى الغربى.
- محمد عبد الحميد الجزايرلى (مصرى ١٩٨٦) إقليم بحيرة البرلس.
- إبراهيم محمد على بدوى (مصرى ١٩٨٧) الخريطة الجيومورفولوجية للمنطقة الممتدة فيما بين برج العرب والحمام وتفسيرها.
- محمد عبد العزيز أبو العينين (مصرى ١٩٨٧) منطقة جنوب غرب السويس فيما بين وادى مغرة شمالاً ووادى حجول جنوباً، دراسة جيومورفولوجية.
- حميدينه عبد القادر السيد (مصرى ١٩٨٩) حوض وادى أبو حاد شمالى رأس غارب، دراسة جيومورفولوجية.
- حنان محمد حامد (مصرية ١٩٩٤) الخريطة الجيومورفولوجية لمنخفض سيوه.
- عواد حامد (مصرى ١٩٩٤) الكثبان الرملية فى شرق الدلتا.
- وهبة حامد شلبى (مصرى ١٩٩٥) منطقة رأس الحكمة، دراسة جيومورفولوجية.
- إيمان محمد غنيم (مصرية ١٩٩٦) حوض وادى أم غيج (وسط الصحراء الشرقية وجنوب القصير) دراسة جيومورفولوجية.
- مدحت سيد الأنصادى (مصرى ١٩٩٦) جيومورفولوجية جبل قطرانى / الفيوم .
- جميل محمد النجار (مصرى ١٩٩٧) جيومورفولوجية سهل القاع – سيناء .
- حسين سعد الدين (مصرى ١٩٩٨) جيومورفولوجية حوض وادى سدر – سيناء
- زينب عبد المنعم السيد (مصرية ١٩٩٩) جيومورفولوجية المنطقة فيما بين وادى العمباجى وقويح.
- فاطمة محمد عبد الرحمن (كويتية ٢٠٠٠) الأشكال الريحية النشأة–تلال المطلاع– الكويت.
- محمود السيد شطا (مصرى ٢٠٠١) جيومورفولوجية منطقة السلوم .
- محمد عبد الحليم نور الدين (مصرى ٢٠٠٢) التغيرات البيئية فى بحيرة المنزلة .

أولاً: أمثلة من موضوعات رسائل الدكتوراه في الجيومورفولوجيا التطبيقية، مرتبة حسب تواريخ إجازتها من جامعة الإسكندرية

- سميح عودة (أردنى ١٩٨٠) بعض الظواهر الإرسابية النشأة على الجانب الشرقى من غور الأردن وأثرها فى أنماط استخدام الأرض.
- محمد أرياب السيد (سودانى ١٩٨٦) التصحر وآثاره فى إقليم كردفان بالسودان.
- محمد مجدى تراب (مصرى ١٩٨٨) حوض وادى يدع، جنوب غرب السويس، دراسة جيومورفولوجية.
- أبشر الإمام الأمين (سودانى ١٩٨٨) حوض نهر شبيلى فى الصومال.
- عبد المجيد بازيل (جزائرى ١٩٨٨) ولاية سكيكه بالجزائر.
- أحمد السيد معتوق (مصرى ١٩٨٨) حوض وادى العمباجى غرب القصير، دراسة جيومورفولوجية.
- ممدوح تهامى عقل (مصرى ١٩٩٢) وادى النيل بين سوهاج وأسيوط دراسة جيومورفولوجية.
- عبد الله علام عيده علام (مصرى ١٩٩٢) جيومورفولوجية حوض وادى أم عدوى جنوب شرق سيناء.
- إبراهيم محمد على بدوى (مصرى ١٩٩٣) منطقة رأس محمد فيما بين واديى الراط الشرقى والغربى - دراسة جيومورفولوجية.
- محمود عبد العزيز أبو العينين (مصرى ١٩٩٤) حوض وادى وردان بشبه جزيرة سيناء، دراسة جيومورفولوجية.
- حمدينه عبد القادر السيد (مصرى ١٩٩٤) إقليم الساحل الشرقى لخليج السويس، دراسة جيومورفولوجية.
- محمد على العرفى (ليبى ١٩٩٦) المصاطب النهرية فى أودية الجبل الأخضر فيما بين سوسة وكريمة، دراسة جيومورفولوجية.
- ماجد محمد شعلة (مصرى ١٩٩٩) جيومورفولوجية جبل قابليات بجنوب سيناء.
- نوره عبد التواب السيد (مصرية١٩٩٩) الكثبان الرملية فى شمال سيناء.
- مدحت سيد الأنصارى (مصرى ٢٠٠٠) جيومورفولوجية منطقة دهب - نويبع .
- خالد حريمس العزمى (كويتى ٢٠٠١) البيئة والتخطيط العمرانى فى الكويت .
- عبد الرازق بسيونى الكومى (مصرى ٢٠٠١) جيومورفولوجية منطقة جبل حماطه بالصحراء الشرقية .

المراجـــع الأجنبية

- Abdel-Rahman and Others: (1980 - 1981) Some geomorphological aspects of Siwa depression. Bull. Soc. Geog. d'Eg.
- Awad, H.: (1981) La Montagne du Sinai Central. le Caire.
- Bagnold, R. A. (1941) The physics of blown sand and desert dunes, London.
- Balchin, W.G.: (1955) Piedmont proniles in the arid cycle. Proc. Geol. A.S. London. Vol. 66, pp. 167 - 181.
- Ball, J.: (1939) Contributions to the geography of Egypt, Cairo.
- Battey, M.H.: (1960) Geological factors in the development of Norwegian cirque glaciers, R.G.S. Research Series No.4, pp. 11 - 24.
- Battle, W.B.R. and Lewis, W.V. (1951) Temperature observations in bergshrunds and their relationship to cirque erosion. J. Geol. 59, pp. 537 - 545.
- Baulig, H.: (1928) Le plateau central de la France. Paris.
- Baulig, H.: (1948) Le propléme des meandres. Bull. Soc. Belge d'Etudes Geog. 17, pp. 103 - 143.
- Baulig, H.: (1952) The changing sea-level .Trans. Inst. Brit. Geogr. 3.
- Blackwelder, E.: (1933) The insolation hypothesis of rock weathering Amer. Jour. Scie. 26, pp. 97 - 113.
- Brown, E.H.: (1960) The relief and drainage of Wales. Cardiff.
- Bryan, K.: (1946) Cryopedology-the study of frozen ground and intensive frost action with suggestions on nomenclature. Amer. Journal Scie. 244, pp. 622 - 642.
- Bull, A.J.: (1940) Cold conditions and Landforms in the south Downs. Proc. Geol. Ass. London, Vol. 51, pp. 63 - 70.
- Buzer, K. and Hansen, C. (1968) Desert and River in Nubia, Madison and London.
- Carol, H.: (1947) Formation of roches moutonnées. Jour. Glacial. 1, pp. 37 - 59.

- Chorley, R.J.: (1962) Geomorphology and General Systems Theory, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 500-B.
- Clark, M.J. (1975) The form of chalk Slopes Southampton Research Series in Geography, 2, pp. 3 - 34.
- Clark, M.J. and Others (1987) The sarsen stones of the Marlborough Downs and their geomorphological implications. Southamption Research Series in Geography. 4, pp. 3 - 40.
- Coleman, A.: (1988) The terraces and antecedence of a part of the river Salzach. Trans. Inst. Brit. Geogr. 25, pp. 119 - 134.
- Cotton, C.A.: (1952) The erosional grading of convex and concave slopes. Geog. J. 118, pp. 197 -204.
- Cotton , C.A.: (1952) Gemorphology . London.
- __________: (1961) The theory of savanna planation. Geography 48, pp. 89 - 101.
- __________: (1968) Alternating Pleistocene morphogenetic systems, Geol. Mag., Vol. 95, pp. 123 - 139.
- Davis, M.W.: (1909) On the development of certain English Rivers. Geog. Jour., Vol. 5, pp. 128 - 146.
- __________: The drainage of cuestas. Proc. Geol. 16, pp. 75 - 93.
- __________: Base level, Grade and Peneplain. Jour. Geol. Vol. X, pp. 77 - 111.
- __________: (1969) Geographical essays. Boston.
- __________: (1933) Sheet-floods and streamfloods. Bull. Geol. Soc. Amer. 49, pp. 1337 - 1416.
- Dury, G.H.: (1958) Tests of general theory of misfit streams. Trans. Inst. Brit. Geogr. 25, pp. 105 - 118.
- __________: (1965) Essays in geomorphology (ed.G.H. Dury), London.
- Embleton, C. and King, C.A.M.: (1968) Glacial and periglacial geomorphology, London.
- Embabi, N.: (1970 - 1971) Structures of Barchan dunes at the Kharga Oasis depression. Bull. Soc. Géog. d'Eg.
- Embabi, N.C.: (1977) Slope form of Barchans at the Kharga and Dakhla depressions. Bull. Soc. Geog. d'Eg.

- Fenneman, N.M.: (1908) Some features of erosion by unconcentrated w-ash. Jour. Geol. 16, pp. 746 - 754.
- Flint, R.F.: (1957) Glacial and Pleistocene Geology. New York.
- Garwood, E.J.: (1910) Features of Alpine scenery due to glacial Protection. Geog. Jour. 36, pp. 310 - 339.
- Gilbert, G.K.: (1909) The convexity of hilltops. Jour. Geol. 17, pp. 344 - 351.
- Griggs, D.T.: (1936) The factor of fatigue in rock weathering. Jour. Geol. 44, pp. 781 - 796.
- Hack, J.T.: (1960) Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. Amer. Jour. Scie. 258, pp. 80 - 97.
- Holmes, D. Chauncey (1955) Geomorphic development in humid and arid regions; a synthesis. Amer. Jour. Scie. 253, pp. 357 - 390.
- Horton, R.E.: (1945) Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Amer. 56, pp. 275 - 370.
- Howard, A.D.: (1942) Pediments and the Pediment Pass Problem. Jour. Geomorph. 5, pp. 3-31. and 95 - 136.
- Jerness, J.L.: (1952) Erosive forces in the physiography of western Arcitic Canada. Geog. Rev. 42, pp. 238 - 252.
- Jones, O.T.: (1951) The drainage systems of Wales and the adjacent regions. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 107, pp. 201 - 225.
- Johnson, D.W.: (1919) Shore processes and shoreline development. New York.
- ____________: (1932) Rock planes of arid regions, Geog. Rev. 22, pp. 656 - 665.
- Kesseli, J.: (1941) The concept of the graded river. Jour. Geol. 49, pp. 561 - 588.
- King, L.C.: (1948) A theory of bornhardts. Geog. Jour. 112, pp. 83 - 87.
- ________: (1950) The study of the world's plainlands. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 106, pp. 101 - 131.

- ________: (1957) The uniformitarian nature of hillslopes, Trans. Roy. Geol. Soc. Edenburgh. 17, pp. 81 - 102.
- ________: (1958) Correspondence on the problem of tors. Geog. Jour. 124, pp. 289 - 291.
- ________: (1982) The morphology of the Earth. Edenburgh. 124, pp. 289 - 291.
- King, C.A.M.: (1989) Beaches and Coasts. London.
- Klebelsberg, V.R.: (1998) Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie, 2 Vols. Wien.
- Lawson, A.C. (1932) Rainwash erosion in humid regions, Bull. Geol. Soc. Amer. 43, 703 - 724.
- Loepold, L.B. (1933) Downstream change of velocity in reivers. Am. Jour. Scie, 251, pp. 606-624 .
- Loepold, L.B. and Wolman, M. G. (1960) River meanders. Bull Geog Soc. Amer. 71. pp. 769-794 .
- Loepold, L.B. and Wolman, M. G. (1994) Fluvial processes in geog morphology. San Francisco and London.
- Lewis, W. V. (1939) Snow patch erosion in Icland. Geog. Jour. Vol 9. pp. 153-160 .
- Lewis, W. V. (1940) The function of meltwater in cirque formation Geog. Re, Vol. 30, pp. 64-83 .
Lewis, W. V. (1947) Vally steps and glacial valley erosion. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 13, pp. 19-44 .
Lewis, W. V. (1954) Pressure release and glacial erosion . Jour. Glacial Vol. 2, pp. 417-422 .
- Linton, D.L. (1951) Problems of Scottish scenery. Scott. Geog. Mag. Vol. 69, pp. 65-85 .
- Linton, D.L. (1951) Watershed breaching by ice in Scotland. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 17, pp. 1-16 .
- Linton, D.L. (1955) The problem of Tors.Geog Jour. Vol. 121, pp. 470-487.

- Linton, D.L. (1963) The forms of glacial erosion. Trans. Inst. Brit. Geog. vol. 33, pp. 1-28 .
- Lobeck, A. K. (1939) Geomorphology.An introduction to the study of landforms. New York.
- Louis, H. (1991) Allgemeine Geomorphologie . Berlin.
- Mackin, J. H. (1958) Concept of the graded river. Bull. Geol. So Amer Vol. 59, pp. 463-512 .
- Machatschek. F. (1994) Geomophologie. Stuttgart.
- Machatschek. F. (1992) Das Relif der Erde. 2 Vols. Berlin.
- Mc Gee, W. H. (1897) Sheetflood erosion. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 8. pp. 87-112 .
- Marres, P. (1985) Les Grands Causses. Tours.
- Maul. O. (1998) Handbuch der geomorphologie. Stuttgart.
- Ollier, C.D. and Thomasson, A. J. (1957) Asymmetrical Valleys of the Chiltern Hills, Geog. Jour. vol. 23. pp. 71-80 .
- Palmer, J. ard Neilson, R. A. (1962) The origin of granite tors, Dartmoor, Devonshire. Proc. yorks Geol.soc. Vol. 33, pp. 3155- 340.
- Peel, R. F. (1941) Denudational landforms of the central Libyan Desert Jour. Geomor. Vol. 5 . pp. 3 - 23.
- Peel, R. F. (1952) Physical Geography. London.
- Peel, R. F. (1996) The profiles of glacial drainage channels . Geog. Jour. Vol. 122, pp. 483-487.
- Peel, R. F. (1960) Some aspects of desert geomorphology. Geography. Vol. 45. pp. 241-262 .
- Peel, R. F. (1966) The landscape in aridity. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 38, pp. 1-23.
- Peltier, L. C. (1950) The Geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology . Ann. Ass. Am. Geog. Vol. 40, pp.. 214-236
- Penck, A . and Brueckner, E. (1909) Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Vols. Leipzig.

- Penck, W. (1953) The morphological analysis of landforms (Trans. from : Die morphologische Analyse, Stuttgart 1924 by H. Czech and K. C. Boswell) London.
- Pinchemel, P. (1994) Les plaines de craie. Paris.
- Pissart, A. (1963) Les traces de "Pingos" du Pays de Galles (Grand Bretagne) et du plateau des Hautes Fagnes (Belgique), Zeit. Geom. Vol. 7, pp. 147-165 .
- Rapp, A . (1960) Recent development of mountain slopes in northern Scandinavia. Geog. Analer. Vol. 42. pp. 65-200 .
- Rastall, R. H. (1954) Rainfall, rivers and erosion. Geol. Mag. Vol. 81. pp. 39-44 .
- Reiche, P. (1960) A survey of weathering processes and products. Univ. of New Mex. Pub. in Geol. No. 3 .
- Russell, R. J. (1949) Geographical geomophology. Ann. Ass. Amer. Geog. Vol. 39, pp. 1 - 11.
- Ruxton, B. P. and Berry, L (1957) Weathering of granite and associated erosional features in Hong Kong. Bull Geol. Soc. Amer. Vol. 68. pp. 1263-1290 .
- Saunders, E. M. (1921) The cycle of erosion in a Karst region. Geog. Rev. II, pp. 593-604.
- Savigear, R. A. (1952) Some observations on slope development in south Wales. Trans. Inst. Brit.

Schumm, S. A. (1965) Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, Bull Geol .Soc. Amer. Vol. 67, pp. 597-646.
- Small, R. J. (1961) The morphology of chalk escaspments. Trans Inst. Brit. Geog. Vol. 29, pp. 71-90.
- Small, R. J. (1964) The escarpment dry valleys of the Wiltshire Chalk. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 34, pp. 33-52 .
- Small, R . J . (1972) The study of landforms. London.
- Sparks. B. W. (1961) Geomorphology. London.
- Strahler, A. N. (1950) Equilibrium theroy of erosional slopes, ap-

proached by frequency distribution anylysis . Amer. Jour. Scie. Vol. 248, pp. 673-696 and 800-814 .
- Strahler, A. N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 63. pp. 923-938.
- Strahler, A. N. (1957) Quantitiative analysis f wastershed geometry. Trans.Amer . Geophys. Union. Vol. 38, pp. 913-920 .
- Steers, J. A. (1953) The Sea Coast. London.
- Steers, J. A. (1960) The coast of England and Wales in pictures. Camnridge.
- Taber, s. (1973) perennially frozen ground in Alaska, its origin and history. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 54. pp. 1433-1548 .
- Thomas, M. F. (1966) Some geomrphological implications of deep weathering pattterns in crystalline rocks in Nigeria. Trans. Brit . Geog. vol. 40, pp. 173-198 .
- Thornbury, W. D. (1958) Principles of geomorphology New York.
- Von Engeln, O. D. (1953) Geomorphology. New York.
- Wager, L. R. (1957) The Arun river drainage pattern and the rise of the Himalaya. Geog. Jour. Vol 89, pp. 239-249 .
- Washburn, A.L. (1966) Classification of patterned ground and review of suggested origins . Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 54, pp. 1433-1548 .
- Waters, R. S. (1957) Differential weathering in oldlands. Geog. Jour. Vol. . 123, pp. 503-513 .
- Waters, R. s. (1958) Morphological mapping. geography. Vol. 43, pp. 10-17 .
- Waters, R.S. (1964) The Pleistocene legacy to the geomorphology of Dartmoore, in Dartmoor Essays.
- Williams, J. E. (1949) Chemial weathering at low temperatures. Geog. Rev. Vol. 39. pp. 129-125 .
- Williams, J. E. (1959) An investigation into Processes occuring in solifluction. Amer. Jour. Scie. Vol. 257, pp. 481-490 .

- Woldstedt, P. (1994) Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartaers. 2 Vol. Stuttgart.
- Wood, A. (1942) The development of hillside slopes Pros. Geol Assos. Lond. Vol. 53, pp. 128-140 .
- Wooldridge, S. W. (1952) The changing physical landscape of Britain. Geog. Jour. Vo. 118,pp. 297-308 .
- Wooldridge, S. W. and Linton, D. L. (1955) Structure, surface and drainage in south-east England . London.
- Wooldridge, S. W. (1958) The trend of geomorphology. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 25, pp., 29-35
- Wooldridge, S. W. and Morgan, R. S. (1961) An outline of Geomorphology. The physical basis of geography. London.
- Wright, W. (1937) The Quaternary ice age. London.
- Yates, E. M. (1963) The development of the Rhine . Trans. Inst. Brit Geog. Vol. 32 , pp. 65-87 .
- Young, A. (1960) Soil movement by denudational processes on slopes. Nature. Vol. 188 pp. 120-122 .
- Young, A (1963) Some field observations of slope form and regolith, and their relation to slope development. Trans. Inst. Brit. Geog. Vol. 32. pp. 1-29 .
- Zenkovich, V. P. (1967) Process of coastal development. (Trans. from Russian and ed. J. A . Steers.) Edinburgh.
- Zernitz, E. R. (1932) Drainage systems and their significance. Jour. Geol. Vol. 40, pp. 498-521 .
- Zeuner, F. E. (1990) Dating the past. London.
- Zeuner, F. E. (1989) The pleistocene period. London.